

Zeitschrift für Geomorphologie

Annals of Geomorphology

Annales de Géomorphologie

HERAUSGEGEBEN VON
H. MORTENSEN, GÖTTINGEN

IN GEMEINSCHAFT MIT
J. P. BAKKER, AMSTERDAM / A. CAILLEUX, PARIS / D. L. LINTON,
SHEFFIELD / N. NIELSEN, KØBENHAVN / R. J. RUSSELL, BATON
ROUGE / H. SPREITZER, WIEN / F. E. ZEUNER, LONDON

SCHRIFTFLEITUNG
JÜRGEN HÖVERMANN, BERLIN

GEBRÜDER BORNTRÄGER BERLIN-NIKOLASSE

ZEITSCHRIFT FÜR GEOMORPHOLOGIE

Annals of Geomorphology

Annales de Géomorphologie

Inhalt

1961 Heft 4

A. Abhandlungen

	Seite
OLLIER, C. D., & TUDDENHAM, W. G.: Inselbergs of Central Australia (with 18 figures, 6 on plates)	257
TRICART, J., & collaborateurs: Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guil (Htes.-Alpes, France) (avec 1 carte en bande)	277
HSI-LIN, TSCHANG: The pseudokarren and exfoliation forms of granite on Pulau Ubin, Singapore (with 5 figures and 14 photos on plates)	302
Hinweise auf geomorphologisches Schrifttum	313

Mitarbeiter dieses Heftes: TSCHANG HSI-LIN, Dept. of Geography Chung Chi College, Ma Liu Shiu, N. T. Hongkong; Prof. Dr. H. MORTENSEN, Göttingen/Deutschland, Keplerstr. 24; C. D. OLLIER, Geology Dept. Melbourne University, Parkville N 2, Victoria/Australia; Prof. Dr. J. TRICART, Centre de Géographie appliquée, Université de Strasbourg (Bas Rhin)/France; W. G. TUDDENHAM, Geology Dept. Melbourne University, Parkville N 2, Victoria/Australia.

Die Zeitschrift für Geomorphologie erscheint jährlich in 3 bis 4 Heften im Umfang von etwa insgesamt 24 Bogen zu 16 Seiten. Das Abonnement verpflichtet zum Bezug eines ganzen Bandes und verlängert sich jeweils um ein Jahr, wenn es nicht spätestens unverzüglich nach Erscheinen des letzten Heftes eines Bandes abbestellt wird. Einzelne Hefte werden nach Umfang und Ausstattung gesondert berechnet.

Bezugspreis: Jährlich 60,— DM zuzüglich Versandkosten; Übersee: 16,— USA \$ einschließlich Versandkosten.

Schriftleitung: Professor Dr. Jürgen HÖVERMANN, Berlin-Steglitz, Grunewaldstraße 35, Geographisches Institut der Freien Universität.

Verlag: Gebrüder Borntraeger, Berlin-Nikolassee, An der Rehwiese 14.

Druck: Felgentreff & Co., Berlin SW 61, Zossener Straße 55.

Alle Rechte, auch die der Übersetzung, des Nachdrucks, der photomechanischen Wiedergabe und der Herstellung von Mikrofilmen von Teilen der Zeitschrift oder im ganzen sind vorbehalten.

© 1961 by Gebrüder Borntraeger, Berlin-Nikolassee

Printed in Germany

Gedruckt mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft

Inselbergs of Central Australia

By

C. D. OLLIER & W. G. TUDDENHAM, Melbourne

With 18 figures

In Central Australia there are three remarkable inselbergs, Mount Conner, Ayers Rock and Mount Olga. These are the only inselbergs in the whole region, all other mountains occurring as groups or ranges, and it is surprising that no detailed geomorphic description has hitherto been written. In this paper we shall describe the main features of the inselbergs, and attempt to deduce their mode of origin.

Mount Olga was discovered in 1872 by GILES, who described the conglomeratic nature of the rock. In 1873 Gosse discovered Ayers Rock and Mount Conner. Brief geological mention was made by later visitors, such as TIETKENS (1889) and TATE & WATT (1896). These early observations can be discounted, and the first sufficiently detailed study was made by BASEDOW (1905), who was, however, more concerned with geology than with geomorphology. A later study was by JUKLIK (1952) but his physiographic account was very brief. He considered Ayers Rock to be the erosion remnant of a folded bed.

The inselbergs are situated some 200 miles south west of Alice Springs (see Fig. 1) in a flat semi-desert region of internal drainage. The base level of drainage is Lake Eyre about 400 miles away to the south east. The three mountains lie roughly along an east-west line with Ayers Rock in the middle, Mount Conner some 50 miles east, and Mount Olga 20 miles to the west. All three rise over 1000 ft. The plain is approximately 1700 ft. above sea level in the western part of the area falling to 1600 ft. above sea level near Mount Conner.

The plain is covered with irregular sand dunes about 10—20 ft. high separated by sandy valleys varying from about 100 yards to a mile or more across. The typical vegetation of the plain consists of an irregular covering of spinifex (*Triodia*) together with intermittent mulga scrub (*Acacia*) and occasional Casuarina pines (*Casuarina*).

The climate is of semi-desert type, with a large diurnal temperature range. Rain is irregular, falling on about 30 days of the year, mainly in summer, and is accompanied by high temperatures. The average rainfall is probably about

7 inches per year. The weather information summarised in Fig. 2 has been collected from the major weather stations of the surrounding area. All stations are situated close to mountains. From our point of view this is fortunate as the three inselbergs themselves probably induce precipitation on their surface, and

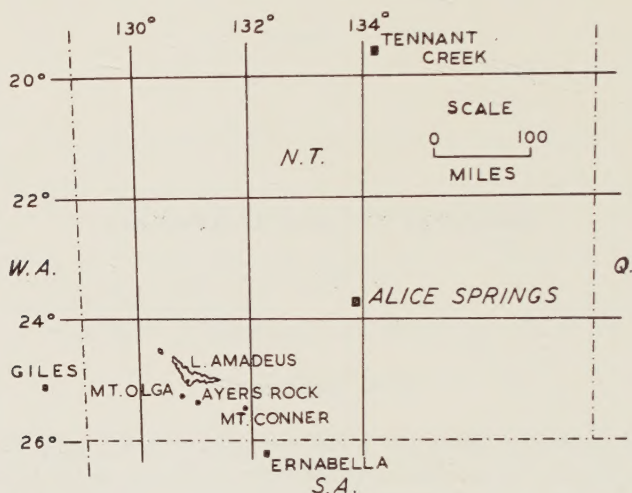


Fig. 1. Location of the inselbergs and the weather stations

will be roughly comparable with the stations. Only broad generalisations can be made. Rainfall can occur at any time of the year, and the variability can be large, as at Giles with figures of 10 inches and 5 inches in successive years.

Because of certain similarities and differences the Australian inselbergs present an excellent opportunity to study some of the theoretical aspects of inselberg formation, slope development and weathering. All can be regarded as formed under similar conditions of climate, base level and environment, but geologically all are different. Ayers Rock and Mount Olga both consist of virtually uniform rock, but different in each case, whereas Mount Conner has horizontal sediments of different hardness. Comparative study of the first two show differences in geomorphic processes due to lithology, and also indicates what sort of hillslope evolution might be expected in a homogeneous sedimentary rock. Comparison of the first two with Mount Conner shows to what extent structural control is important.

MOUNT CONNER

Mount Conner is the easternmost of the three residuals and is about 50 miles from Ayers Rock. It is a flat topped residual (Fig. 3 on plate) rising to a height of ft. from a plain at an elevation of about 1600 ft. From any distant viewpoint the mountain has the appearance of a massive mesa, but it is in fact deeply dissected by steep sided valleys, as the air photograph shows, so that at the narrowest it is less than 100 yards wide although the mass is approximately 2 miles in length.

The upper slopes are devoid of vegetation, and the lower slopes are thinly covered with spinifex and occasional other plants. On the lower plains the

spinifex merges into a vegetation of scattered low bushes with a sparse grass covering. On the top of the mountain spinifex is again present together with quite abundant mulga and occasional trees of other varieties.

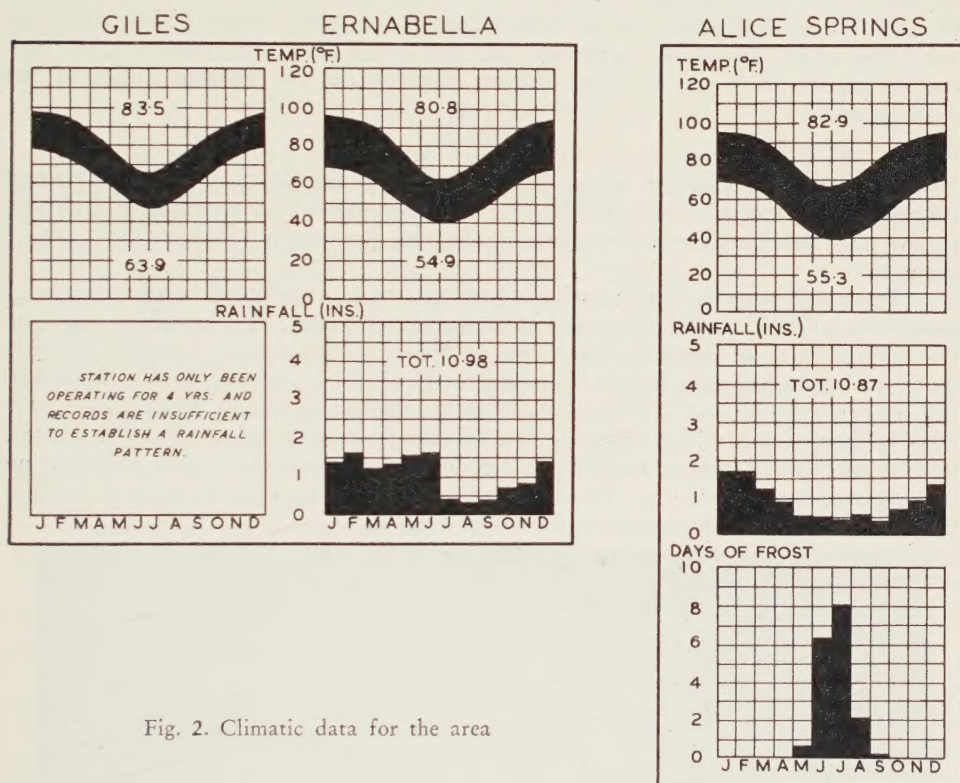


Fig. 2. Climatic data for the area

Geology and structure

The massive capping to the mesa which is the most striking feature of this mountain consists of a hard quartzite, mostly white in colour, but with some red bands, possibly due to later weathering.

It has considerable cross-bedding roughly indicating a direction of flow from west to east, although it is very hard to actually measure dips on foreset beds to obtain true directions.

There are at least two sets of vertical joints which are fairly widely spaced and divide the rock into columns which break further along bedding planes, especially the planes of cross bedding.

The dip of strata is very gentle to the south east, but due to undulating bedding, cross bedding, and possible movement of exposed rocks it is extremely difficult to measure, and the impression gained from a distance is probably more valuable than actual local measurements. The band of thick quartzite is approximately 300 ft. thick.

Towards the base of this quartzite series there are a few discontinuous beds of conglomerate, and below these there is a marked break to a transition zone. This zone is made up of a soft mudstone about 15 ft. thick, below the conglomerate, followed by a harder, dark coloured sandstone about 50 ft. thick. Below this are dark mudstones, much cleaved and evidently much softer than the overlying rocks. The dark sandstone, like the upper quartzite, is a resistant rock and in places gives rise to steep slopes, interrupting the gentler slopes of the mudstones.

Weathering

Boulders and smaller stones break down by simple cracking into several fragments, and quite commonly the several pieces are found together in a closely fitting position. This form of weathering may be due to great diurnal temperature changes.

The more massive and usually white quartzite undergoes another form of breakdown which we have termed blocky disintegration. The boulders craze on the surface to form irregular blocks about 2 to 3 inches across. Another fracture develops inside the rock, roughly parallel to the surface, and eventually the blocks fall off, and the ground is littered with these angular fragments which often have slightly curved faces. The centre of the boulder is unaffected, and so the process only works to a depth of one block. Presumably the process can be repeated on the exposed core when the first layer of blocks is removed. A typical boulder showing blocky disintegration is shown in Fig. 4.



Fig. 4. Mount Conner. Blocky disintegration of a quartzite boulder

Other boulders, especially red-weathered ones which appear to be made of a slightly softer quartzite than those mentioned above, show exfoliation of flakes.

Sometimes there is a combination of crazing and exfoliation, but in these more complex types the exfoliation always seems to be the dominant process and the crazing only affects the surface layers and does not form deep cracks. This suggests that chemical weathering tends to lead to exfoliation, but the whiter purer quartzites suffer only mechanical disintegration (due to heat) which gives the blocky type of breakdown.

Slope development

On the top of the mesa some wind blown patches of sand occur together with boulders and fragments of quartzite. There are also some "gibbers", similar to those found in the stony deserts of other parts of Central Australia, which are rounded fragments of quartzite which have been impregnated with iron.

The slopes commence, at the top, with a vertical free face in the upper quartzite. Joint block control is very evident. On the northern and western faces the junction between the free face and the upper surface is very sharp, but in the east there is some rounding to form a short waxing slope, and on the southern side the incision by valleys has further developed the waxing slope. These features are presumably due to the south easterly dip.

Below the free face a gentle slope occurs on the upper mudstones, and then in places on the north and west face a further development of free face occurs on the sandstone passage beds.

Starting at the bottom of the slope, the pediment, which may extend for half a mile or more, has an angle of $1/2$ to 1 degree. On the inner edge this steepens to an angle of $3\frac{1}{2}$ degrees over a distance of 150 yards, and then merges into the waning slope. There is no abrupt break of slope between waning slope and pediment, but instead there is a continuous curve.

Most of the waning slope is covered by a layer of stones and rubble, which in most cases appears to be about as thick as the largest boulder present. However on the upper slope recent landslides have occurred giving deeper layers of talus, which have practically straight slopes at an angle of about 35 degrees. On lower slopes some gullies have cut back through the bed rock giving rise to steep-sided valley heads. Here bedrock is exposed, and the limited depth of the superincumbent debris can be directly observed. It was repeatedly found that the debris gets finer towards the bottom of the slopes, evidently due to a disintegration of the boulders as they move downslope, until on the pediment only gravel and small rock fragments up to 2 inches occur, and large boulders are found only in rare isolation. On the lowest slopes a cover of drift sand makes any further detailed observations impossible. Terminology is rather confused in describing the lower slopes, partly because theoretical considerations suggest a more marked break between different parts of a slope. KING (1957) defines a debris slope as consisting "of detritus slipped or fallen from the free face and resting at its angle of repose against the lower part of the scarp face". This does not fit the waning slope described, as the debris is not resting against any part of the scarp face. There is a nearly complete cover of debris so we cannot call any part of the lower slope a free face. Then, although the lower slope merges imperceptibly with the pediment, it cannot all be pediment as it is far too steep (KING gives 7 degrees as about the maximum slope for a pediment). For these reasons we have used the

more noncommittal term waning slope for the part of the hillslope which has a concave curve, which is rock cut, but thinly veneered with debris.

A few small residual hills occur around the main mountains, but do not have the same structure and all are covered by debris. Some are structurally controlled, such as an outer ring of hills which occurs several miles away and is due to the outcrop of another hard sandstone band. However, it appears more likely that at an earlier stage they formed part of the pediment and as the main scarp front receded, minor gullies have cut these former spurs off from the main mass and left them as residual hills.

AYERS ROCK

Ayers Rock is a huge monolith rising to a height of 2820 ft. above sea level, 1140 ft. above the plain, and with a perimeter of approximately $5\frac{1}{2}$ miles. In plan it is roughly kite shaped, and in section shows a rough domed shape with a flattened top, but this changes depending on the direction from which it is viewed. Fig. 5 (on plate) gives a better impression of the rock than verbal description.

The unity and isolation of this monolith is truly spectacular, but the lack of perspective in the plains country prevents appreciation of its true size, and only by climbing the rock can one gain a true impression.

Geology and Structure

Ayers Rock consists of a coarse arkose grit with rare bands of conglomerate containing pebbles up to 1 inch across. The beds dip approximately south west at an angle of about 80° , but the rock is extremely massive and bedding is better seen at a distance than close up. Bedding plane fissility is absent and on the usual weathered surface of the rock it is hard to find convincing grading or other features to indicate bedding. There is no doubt, however, that the grooves seen on the sides and top of the rock are along the lines of bedding (Fig. 5). Jointing is absent and the only cracks present are a few due to unloading and some others which appear to have random direction and distribution.

The sides of Ayers Rock are very steep (up to 80 degrees) and in most parts of the perimeter they become concave towards the ground surface (Fig. 6) and in a few places this concavity develops to such an extent that an overhang is formed. Around the base of the rock is a flat, rock-cut pediment, but this was only observed around "Little Ayers Rock" and near the "Climbing Start", the rest of the base being covered by dune sands.

The top surface in general is not smooth but consists of a series of closely spaced ridges and furrows with a relief of 6—15 ft. and running parallel to the strike. These carry over onto the sides where the furrows with the largest run-off have formed waterfalls, some up to 300 ft. in height.

Small caves or pockets are formed in many parts of the rock, as can be seen on Fig. 7, and some of these coalesce to form very large caves up to 200 ft. high and extending perhaps 100 ft. into the rock. Some caves seem to be concentrated near the base of the rock, but others have a quite irregular distribution, and some seem to be associated with the random cracks mentioned earlier. At the "Brain"



Fig. 6. Ayers Rock. A concave slope at the base. The debris of large boulders is unusual

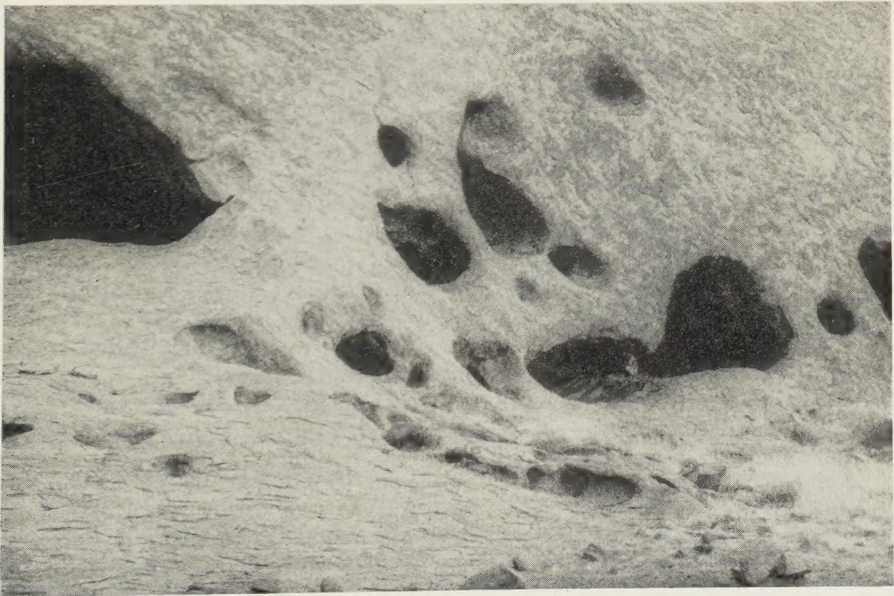


Fig. 7. Ayers Rock. Small caves near the base. Note figure for scale. The flaky weathering is also well shown

in the north east corner, structural control of the caves is apparent. There caves have developed where the rock surface intersects the bedding to form horizontal outcrops (Fig. 8).



Fig. 8. Ayers Rock. The "Brain", a coalescing mass of caves which follow the bedding. The beds are dipping steeply away from the observer

Weathering

The dominant weathering process appears to be the spalling off of flakes of rock averaging about 1 inch in thickness and 1 ft. across. Most of the flakes are 'rusty' weathered, and possibly hydration plays a significant part in the flaking process, but in some cases fresh surfaces occur both on the rock face and on the underside of the flakes. This spalling can occur on both convex and concave surfaces and in both cases there is a tendency to exaggerate the curvature as the process continues. The concavities occur around the base of the rock, in the caves described, in pot holes along the water courses and along certain bands of rock, giving rise to the grooves already described.

Unloading, whereby slabs of rock several feet thick and separated from the main mass by cracks roughly parallel to the ground surface and due to release from superincumbent load, is not common, but the "Kangaroo Tail" (Fig. 9) appears to be due to this process. Other smaller examples occur on the top of the rock and at "Little Ayers Rock", where detached ridges are occasionally present.

Caves

As mentioned before caves occur around the base of the rock and also distributed at random over the sides. Some of these are possibly initiated along shallow cracks which have since been entirely consumed by further growth. Many small individual caves are seen but often these coalesce to form larger caves

which have many of the characteristic appearances of phreatic limestone caves, although solution is not the factor responsible for their formation. In most cases the caves appear to enlarge by a backwearing process resulting in deep pitting of the surfaces. When they become very large the overhanging rock may collapse



Fig. 9. Ayers Rock. The "Kangaroo Tail". This slab is attached to the main rock at top and bottom, and is thought to be due to unloading

under its own weight. It is seen to break along curved fractures showing no apparent structural form, and the broken surfaces initially have no pockets. Older fractured surfaces however, eventually develop a new set of pockets and several cases of complex pockets initiated at different times have been seen.

In the structurally controlled caves of the north eastern face the same processes occur but here, as in many other localities, case hardening was observed. In this process the surface of the rock becomes indurated to a depth of about 1 ft.

and the rock inside this is softer, that is more prone to rapid weathering. This probably accounts for the inward enlargement of the caves, which tends to form, at the simplest, cylindrical caves such as that shown in Fig. 10.



Fig. 10. Ayers Rock. A cylindrical cave on the west side, formed by concave exfoliation working backwards and upwards. The floor of the cave is bare rock, not debris, and the abrupt break of slope between floor and wall is an interesting example of a slope retreat phenomenon on a small scale. Drawn from a photograph

Watercourses

The watercourses, which are almost always dry, are typically very steep, with a series of potholes separated by near vertical walls. A few are situated in notches which cut back a few hundred yards into the rock, but whether these are water formed or not is hard to say. In both the potholes and on the steep walls,

spalling occurs and enlarges both the grooves and the potholes. The actual water-course is frequently marked by a dark stain of unknown origin.

The process by which these are formed appears to be the same as for the rock surface. However the spalling possibly occurs at an accelerated rate due to the more frequent and thorough wetting of the rock. Removal of flakes would also be facilitated, so there would be less protection from accumulated debris.

Top of the Rock

The top of the rock is a corrugated plain diversified by a series of closely spaced ridges and furrows with a relief of 6—15 ft., and running parallel to the strike. In places these ridges have become detached, possibly due to unloading, and this may explain why parts of the rock surface are fairly smooth whereas a few yards away along the strike of the beds, ridges and furrows have developed.

The main weathering process on top, as elsewhere on the rock, appears to be spalling. Spalled flakes are present on both the ridges and the furrows and sometimes the flaking has caused overdeepening of the furrows to form hollows which at times are filled with water. Overdeepening by this process presents the problem of how the weathered material is removed. It is thought that the spalled flakes disintegrate fairly rapidly after being detached from the main rock, and wind is the most likely agent of removal. Very strong winds were experienced on the top of the rock.

Another weathering process was observed here which although very minor is of some interest. Some of the occasional pools become lined with a thin layer of black clay, which dries into extremely hard pottery-like flakes. These on drying curl up very tightly and pluck out mineral fragments from the underlying rock. Colloid plucking has been suggested as a possible weathering phenomenon (REICHE [1950]) but it is believed that this is the first report of its actual occurrence.

The spalling of flakes at the top of the rock as well as the sides shows that the rock is downwearing, as well as backwearing, and thus has been reduced to an unknown extent. The top, therefore, is not part of an original erosion surface.

Removal of Weathered Debris

On the sides of the rock, spalled off flakes would fall very quickly to the base, but no accumulation is found there. Thus it would appear that they must disintegrate very rapidly, the remains being then removed, presumably by wind. As sand drifts come right to the base of the rock in most parts, the flakes cannot be traced very well, and this must remain only a reasonable hypothesis. However the overdeepened pools on the top suggest that such a process must occur.

Slope Development and Evolution

Viewed as a whole the entire surface of Ayers Rock appears to be undergoing the same sort of weathering at approximately the same rate, and there is no reason to suppose that this has not been the case in the past.

This suggests that we can regard Ayers Rock as evolving by sloughing off skins of uniform thickness, thus gradually diminishing in size, but retaining the

same general form. So far as the slopes are concerned, they would retreat parallel to themselves.

A few other factors must be taken into consideration. First of all, the process of spalling does not operate below ground level and so the retreat of the steep slope necessarily generates a new slope at the base, which has a lower angle. This is the rock cut pediment. Unfortunately this cannot be seen except in two small patches at "Little Ayers Rock" and near the "Climbing Start", and in these places it appears to be practically dead flat. Elsewhere, whatever lowest slopes are present have been buried by drift sand. Sometimes intermediate slopes are developed (Fig. 11) which may be due to any of a number of causes. They are not debris covered, and are weathering (and retreating) at the same rate as the other slopes. Possibly (although this is unlikely) they indicate former high levels of sand dunes which protected the lower parts, but their regular, almost graded, slopes do not suggest such an accidental formation.

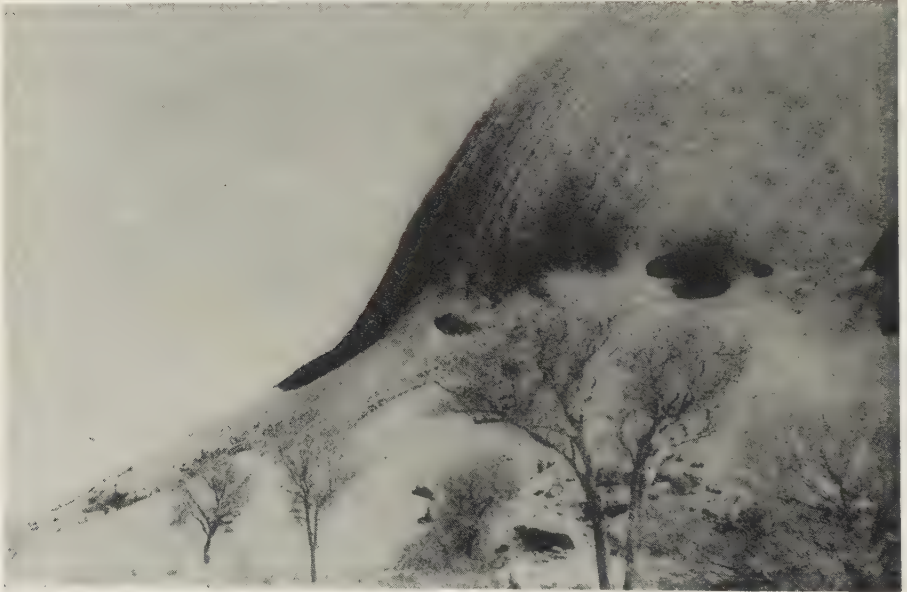


Fig. 11. Ayers Rock. An intermediate slope, cut across solid rock. Note that the ridges and grooves weathered out on the upper are not present on the intermediate slope

The intermediate slopes are not related to bedding or any obvious structural features, although there are often caves at their upper end. This suggests, possibly, that incipient cracks are, or were, present, formed by unloading, and that rapid retreat of caves along these cracks caused the intermediate slopes, and at the same time oversteepening of the slope above.

MOUNT OLGA

Mount Olga is the name of the highest peak in a group of many hills, and the name will be used to refer to the whole group. They rise from a plain at about

1700 ft. to a highest point of 3419 ft. The group is about 20 miles west of Ayers Rock, and consists of six main north-south ridges which are roughly aligned, but not strictly parallel. The ridges are separated by fairly wide valleys at the level of the plain, and each ridge is further dissected by narrow east-west valleys or chasms. These form saddles often a hundred feet or more above the plain. In the northern section there is an amphitheatre almost completely ringed by domed hills.

There is a fairly good cover in the valleys, with spinifex, grasses, small bushes and trees, especially ghost gums. In the narrow chasms, which retain water for long periods, there is more vegetation, but the steep slopes of the hills are completely bare.

Geology and structure

The Olga massif consists entirely of a very massive conglomerate which, it has been suggested, might be a tillite of Pre-Cambrian age (DAVID and BROWNE [1950]). The Provisional map of the area produced by the Bureau of Mineral Resources (May 1960) places this as Upper Palaeozoic.

This conglomerate is remarkable in that it consists mainly of pebbles or boulders in the size range of about 9—15 inches across, sizes appreciably bigger or smaller than this being very rare. The pebbles consist mainly of granite, greenstone and basalt with porphyries, but a few rare pebbles of gneiss and sedimentary quartzite were also found. The pebbles are set in a fairly homogeneous matrix of fine sandstone size consisting largely of epidote. Although the rock is very coarse, bedding is present, as can be seen in Fig. 12, but this is best



Fig. 12. Mount Olga. Unloading sheets capping two hills. The sheets are breaking into blocks which migrate downslope. Bedding is visible, and also the stains which mark the water courses

seen at a distance, and bedding plane fissility is not developed. A few discontinuous beds of sandstone are present, and on these the dip was found to be about 20 degrees to the south east.

The subdivision of the massif into the blocks from which the hills are shaped appears to be joint-controlled. The joints are nearly vertical, and although the pattern is fairly complicated, the main directions have a north-south or east-west trend. They occur in groups, found mainly in the valleys, and the hills themselves are largely unjointed. A few minor joints are seen, giving rise to minor features, such as grooves and notches shown in Fig. 13.

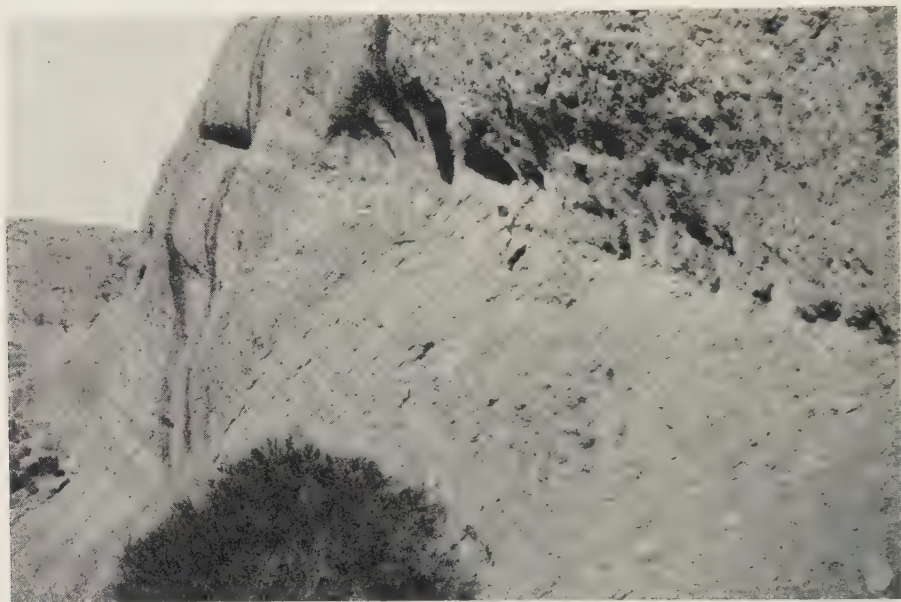


Fig. 13. Mount Olga. Notches and grooves formed along a bedding plain and minor joints. Note in the foreground that the boulders in the conglomerate are all cleaved flush with the general surface to give a 'circular tile' effect

Weathering

Probably the most important process in the Olgas is unloading. A great many hills are blanketed by a more or less detached sheet of rock about 10 ft. thick, which is formed by the development of a crack roughly parallel to the general surface. The process is called unloading, as the cracks are regarded as due to expansion caused by removal of the super-incumbent load. Typical unloading sheets are shown in Fig. 12. JAHNS (1943) has given a good account of the process, and refers to earlier literature on the subject.

Large fragments of rock break away from these sheets forming abrupt but minor changes of slope. Blocks up to a few yards across are often seen on the lower slopes, and it seems probable that the unloading sheets break up first into large blocks and that further disintegration only takes place at the base of the hills. The unloading fractures sometimes cut clean across the pebbles in the

conglomerate, but sometimes they go around them. Pebbles may become completely detached and lie like ball bearings between the unloaded sheet and the massive rock beneath. Such loose pebbles were actually seen under several unloading sheets.

On the surface of the massive rock almost all the pebbles are cleanly cleaved to flat surfaces parallel to the general slope giving the impression of a flat surface covered with circular tiles. This evidence conflicts with the observations made beneath the unloading sheets *in situ*, and it is believed that another process is involved, which we have termed "boulder cleaving".

On the general flat surfaces we occasionally found one or more boulders protruding above the surface and these were usually found to be in the process of splitting by a crack parallel to the general slope. These cleaved boulders were found to be of all rock types, and on all slopes and aspects, so there is evidently no structural or lithological control. The most feasible explanation would appear to involve expansion.

The part of the boulder above the general surface can expand both upwards and sideways without restriction, but that below the general surface is confined by the surrounding rock and cannot expand independently. Thus, if for any reason expansion of the pebble should occur a stress will be set up which is most likely to be released by a fracture separating the confined from the unconfined part of the boulder. The obvious cause of the expansion would be the high diurnal temperature change. Chemical weathering could possibly cause expansion and a certain amount of ferrugination occurs along the cracks, but it appears to be secondary to the crack. The postulate of thermal expansion is further supported by the presence amongst the debris of apparently heat-cracked boulders.

When the pebbles and large blocks move down they disintegrate, and on lower slopes there is quite often a sheet of debris in transit. This sheet is approximately as thick as the largest fragments present, not counting the newly unloaded blocks. The debris is discontinuous, and rock pavements protrude through it very commonly.

All the slopes are rock cut, and not depositional surfaces, as the debris never amounts to more than a thin veneer. This also applies to the saddles, but not to the main valleys which have a good thickness of alluvium and colluvium, together with aeolian sand (Fig. 14 on plate).

Slope development

The dominant process is unloading, aided to some extent by boulder cleaving. The former will initially tend to form a convex slope, and further unloading after removal of debris will cause this slope to retreat parallel to itself. As there is no accumulation of debris at the base of the slope, it is fairly easy to show that the retreating slope must necessarily form another slope below, at a lower angle. When this lower slope develops to a sufficient size it too will suffer unloading, will become convex and will retreat, forming yet another slope and thus we would obtain a hill consisting of a number of convex slopes. Such hills are shown in Fig. 14.

There are distinct breaks of slope because the process is not perfectly continuous, and there is a certain threshold value below which unloading will not

occur. Obviously, the removal of a few square feet of rock will make no difference to stresses in the hill, and only when the load has been removed from an area of certain minimum size can unloading proceed. This is shown in Fig. 15, and it is also clear that if there is a threshold value for unloading, abrupt changes of slope are likely to be found. The process, and the threshold value, would be very hard to prove conclusively, but this hypothesis accounts for both the observed compound convex slopes and the presence of unloaded sheets.

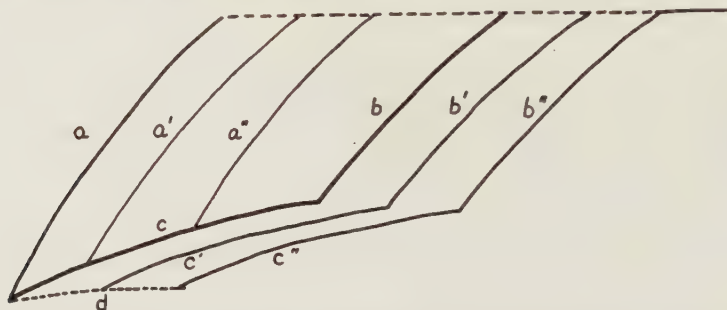


Fig. 15. Evolution of slopes by unloading.

Slope *a* is the initial slope. This retreats, by unloading, through positions *a'* and *a''* to *b*. This retreat generates a lower slope *c*. When slope *c* becomes sufficiently large it also unloads, and then the double slope retreats to *c'b'*, *c''b''*, and so on. This retreat generates yet another surface, *d*, and the process would continue

If this process continued for a prolonged period the upper slopes would be entirely consumed by the growth of lower ones, and the product would be low domes of rock, declining at an ever-decreasing rate. To the west of the main group a series of such gentle, convex hills was actually observed.

Despite these dominant processes, which are not strictly related to base level, it is observed that many lower slopes are graded to streams, or at least to the lines of water holes that are the local equivalent of streams. This suggests that yet another process may be involved, which is related to base level, such as water erosion by flash floods, although no small scale evidence was found to support this. It is also possible that the multi-convex surface formed by unloading will form gullies between convexities, and that these merely appear to be small valleys because they are naturally the sites of water channels.

DISCUSSION

A comparison of the three mountains brings to light more features than does the study of each individual.

Geologically there is an apparent transition from the coarsest rock types in the west to finer and better sorted material in the east. It is tempting to suppose that the rocks might be of the same age, and represent a sorting of sediments derived from a landmass to the west. This has been proposed by BASEDOW (1905) but there is insufficient evidence to warrant this as more than a very tentative suggestion. Only slight evidence is available to suggest similar ages for all the rocks, the attitudes are very different and the folding that affected Mount Olga and

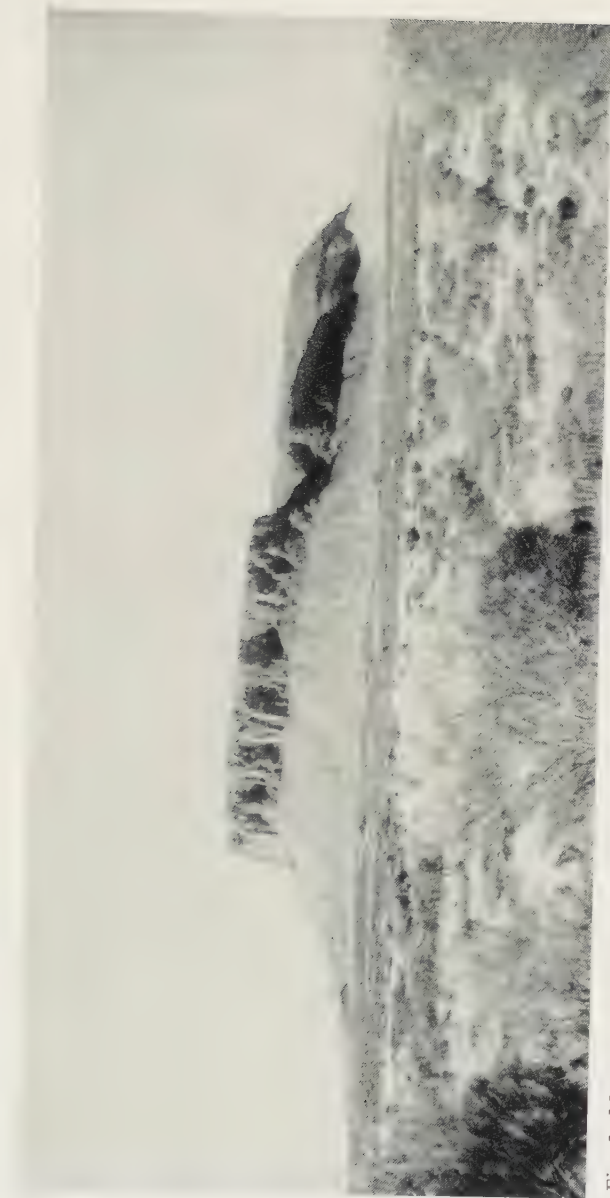


Fig. 3. Mount Conner from the west. The mountain rises 1200 ft. from the plain, and the steep cliffs formed by a quartzite layer are about 300 ft. high. The gentle dip to the south is shown by the quartzite

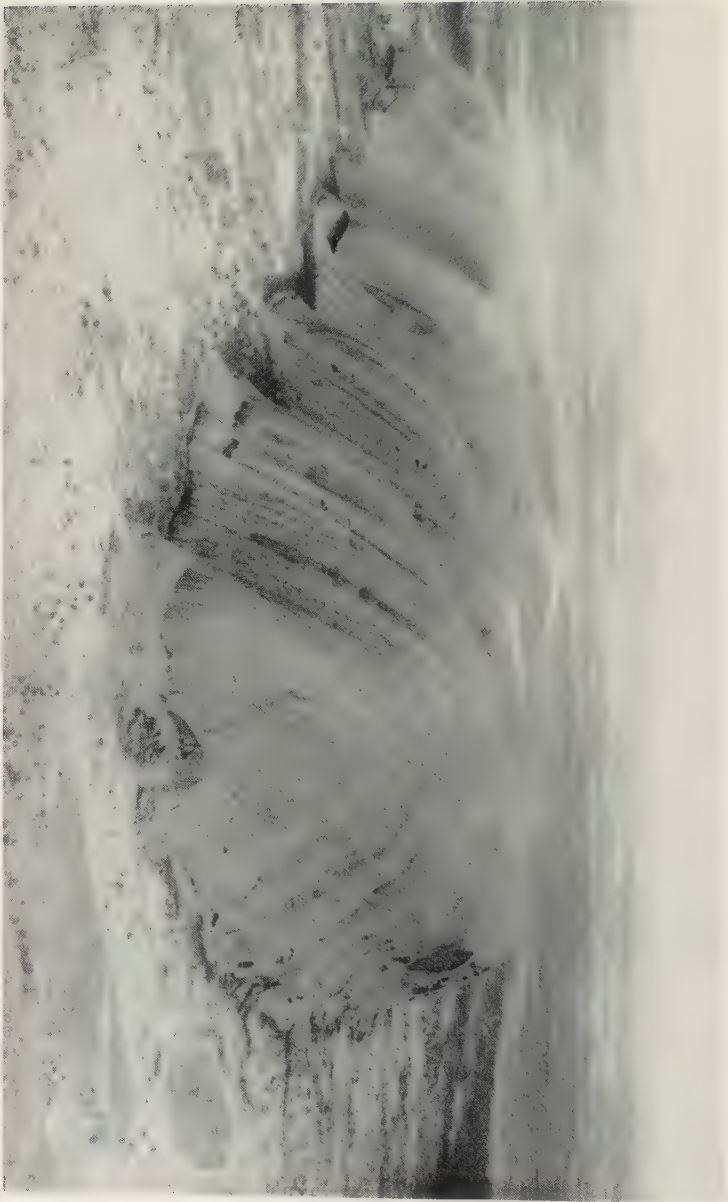


Fig. 5. Ayers Rock from the air. Also note the extreme flatness of the plain, and Mount Olga on the skyline



Fig. 14. Mount Olga. The "Elephants Feet", each about 1400 ft. high, showing complex slopes in uniform material. The hills are separated by chasms following major joints. The lowlands are covered by alluvium and aeolian sand.



Fig. 16. Mount Conner. Vertical air photo. Scale approximately 1/50 000.
Photograph by Courtesy of the Royal Australian Air Force. Not to be reproduced without authority



Fig. 17. Ayers Rock. Vertical air photo. Scale approximately 1/50 000.
Photograph by Courtesy of the Royal Australian Air Force. Not to be reproduced without
authority



Fig. 18. Mount Olga. Vertical air photo. Scale approximately 1/50 000.
Photograph by Courtesy of the Royal Australian Air Force. Not to be reproduced without authority

Ayers Rock did not apparently have any effect on Mount Conner. Further there is evidence that the great diagenesis, presumably due to deep burial, that took place at Mount Olga has not affected the other areas.

We have shown that all three mountains discussed have been formed by erosion of surrounding material, leaving the inselbergs as the last remnants of hard rock rising above the general erosion surface. All three have been formed by weathering followed by removal of debris in such a fashion that the slopes retreated whilst maintaining a more or less constant angle, that is there is parallel retreat of slopes. But when the inselbergs are studied further it is found that each has its own distinctive mode of evolution, and the similarities noted above are perhaps less striking than the differences.

It is remarkable that the main denudational processes should be so different in each area. At Mount Olga there is unloading and insolation cleaving; at Ayers Rock there is exfoliation and caving and at Mount Conner there is blocky disintegration.

The unloading visible at Mount Olga is probably almost entirely due to the action of gravity. Once the basal crack had developed it would appear that chemical weathering and hydration do act for some time before any major movement takes place. Thermal changes however, are unlikely to penetrate through the 10 ft. or more of rock, and this process is only present in the latter stages of trimming the unloaded surfaces of the rock, and breaking down the large boulders which have fallen to the pediment. Final removal appears to be by the agencies of running water and wind.

The spalling evident at Ayers Rock is a most interesting phenomenon. The relative importance of insolation and chemical weathering is hard to determine and indeed possibly varies from place to place. However the accelerated rate of weathering evident along the watercourses would suggest that hydration is of some importance in the operation of the process. The fact that the rock induces precipitation on its surface at times when the surrounding plains receive no rain is also relevant. However this is not the only factor in the process, for examples were seen of spalled sheets showing quite fresh rock surfaces with little evidence of chemical weathering having taken place. This would suggest that temperature changes also play a significant part.

The caving present at Ayers Rock is also due to spalling off of flakes. Here chemical weathering is probably of prime importance as the process tends to enlarge the cave upwards and backwards into the rock, into regions unaffected by insolation. Further evidence of the chemical weathering origin of these caves is afforded by the case hardening of the rock around the caves, particularly in the north eastern sector.

At Mount Conner the major weathering process on the quartzite is blocky disintegration. This would appear to be an insolation phenomenon since it occurs on both the fresh white quartzite and on the red, weathered quartzite, but is best developed on the fresh rock. If this was a chemical weathering phenomenon the reverse situation could be expected to apply, with the better development on the red quartzites.

REICHE (1950) has presented convincing experimental evidence to show that thermal expansion and contraction are incapable of causing the rock break-

down commonly attributed to the process. The only feature that he thinks is remotely possible is the production of "Kernsprung", here called simply "heat cracked boulders", and this is said to be restricted to dark coloured, fine grained rocks. In Central Australia we have found heat cracked boulders in light coloured and coarse grained rocks. Furthermore, the blocky disintegration described from Mount Conner is most prevalent on the purest white quartzites, where chemical weathering would be minimal. The process of boulder cleaving described from Mount Olga cracks boulders of many different types, from granite to basalt, and in some instances complex boulders, containing within them cobbles of three or more different rock types, are cleaved by a single, continuous crack. Despite the evidence to the contrary, therefore, we feel obliged to invoke the process of thermal expansion and contraction.

Exfoliation flakes are present on many of the softer red quartzite blocks, in some cases accompanied by a poorly developed blocky crazing. However where this is present it only affects the surface layers suggesting that chemical weathering tends to lead to exfoliation by flaking. Weathering is of primary importance in the formation of Mount Olga and Ayers Rock, but at Mount Conner it is erosion and slope development which is responsible for the shape of the mountain. Despite the abundant sand in all three areas, wind erosion and sand-blasting is not evident. Certainly at Ayers Rock the many thin and delicate exfoliation flakes would be destroyed by sand-blasting and could not possibly be formed by wind action. At Mount Olga and Mount Conner the shape of the lower slopes bears no indication of undercutting and the shapes cannot be explained by wind erosion, neither is there any small scale evidence of wind action. The wind is probably important in removing comminuted debris, but not as an agent of erosion. We can therefore dismiss LASERON's (1957) suggestion that "Much of the surface of the rock is deeply pitted with caves worn by the ceaseless pounding of dust and sand particles borne by the wind", and also dismiss the older theories of inselberg formation which involved wind action (e. g. PASSARGE [1904]), so far as these inselbergs are concerned.

It is unfortunate that sand dunes cover so much of the lower slopes of the inselbergs, for we can only get a limited idea of the nature of the pediment. However, no evidence was found of deep weathering of the rock to form a thick regolith, and so the two cycle theories which have been applied to some African inselbergs (e. g. BÜDEL [1957], OLLIER [1960]) are also inapplicable to these inselbergs.

Unloading is a process which has perhaps had too little attention in the past, but it seems necessary to explain the observed features of Mount Olga. The idea that there is a threshold value below which unloading cannot operate is, so far as is known, a new proposal, but it seems to the authors to be a reasonable notion. It is the only way we can account for the remarkable shapes of Mount Olga, where there is an abrupt break of slope between two faces of different gradients, both of which are suffering the same processes of weathering and slope retreat.

We must conclude that a process of slope retreat is responsible for the inselberg formation, and in this we are, in principal, accepting KING's theory of bornhardts (1948). This theory fits Mount Conner perfectly, but the present work has shown that the processes of slope retreat and weathering can be more

involved than in the simple case, and it is these peculiarities that give rise to the peculiar forms of Mount Olga and Ayers Rock.

For this reason we cannot accept KING's (1957) ideas on the uniformitarian nature of hillslopes without reservations. It is doubtless of value to have a general theory on which to hang further observations, but there are processes and factors not mentioned by KING, which may have a greater significance than those which are part of his "uniformitarian" story, and such, we believe, have given rise to the unique shapes of Ayers Rock and Mount Olga. The basic laws of physics will not change with geographical location, but they can give rise to such diverse land forms that they are not sufficient to build up a complete geomorphic theory without direct observation, and we disagree emphatically with KING's statement that "Empirical study of existing hillslopes, which has dominated geomorphological thinking hitherto, . . . fails to afford a dynamic concept of the operation of the forces at the surface of the earth". The geomorphologist's first task is to observe actual landforms, and theories should be postulated later to explain the observed facts.

Zusammenfassung

Drei Inselberge Zentral-Australiens sind Abtragungsreste, die ihre Gestalt der parallelen Hang-Rückverlegung verdanken:

Mount Conner ist ein Tafelberg und besitzt eine Deckschicht harten Quarzites über weichen Tongesteinen. Die oberen Hangteile sind senkrecht, das tiefere Gehänge zeichnet sich durch ein deutlich konkaves Profil aus.

Ayers Rock zeichnet sich durch eine Verwitterung in Gestalt der Abschupung aus, die verschiedene besondere Kleinformen bedingt und auch für die Gestalt des gesamten Massivs maßgeblich ist.

Die Mount Olga-Berggruppe verdankt ihre Gestalt einer ganzen Anzahl von Faktoren, einschließlich Klüftung und Tiefschaltung, die in komplexem Zusammenwirken die mannigfachen Hangformen hervorbringen, die beobachtet wurden. Verschiedene besondere Verwitterungsweisen werden beschrieben, einschließlich der Blockzerlegung durch Kernsprünge, scherbigen Gesteinszerfalls und Kolloid-Ausfällung.

Obgleich die Inselberge von Sanddünen eingeschlossen sind, scheint die Winderosion ohne Bedeutung zu sein, nur die Deflation ist wahrscheinlich wichtig für die Abtragung des Verwitterungsschuttes.

Résumé

Trois inselbergs de l'Australie centrale sont des reliefs résiduels qui doivent leur forme au processus de versants reculant parallèlement à eux-mêmes:

Le Mont Conner est un relief tabulaire formé d'une couche supérieure de quartzite résistant reposant sur des argiles tendres. Les parties hautes des versants sont verticales, les pentes les plus basses se caractérisent par un profil nettement concave.

L'Ayers Rock se signale par une desquamation qui détermine différentes formes mineures spéciales et qui est aussi responsable de la forme de l'ensemble du massif.

L'ensemble montagneux du Mont Olga doit son allure à un grand nombre de facteurs, y compris la fissuration et l'allègement, qui engendrent par leur concours complexe la variété des formes des versants qui furent observées. Différents processus particuliers d'actions météoriques sont décrits, y compris la décomposition de blocs par fissuration du noyau, la fragmentation des pierres en éclats, la précipitation des colloïdes.

Bien que les inselbergs soient entourés de dunes de sables l'érosion éolienne semble ne pas avoir d'importance; seule la déflation érode de façon vraisemblablement importante les débris résultant des actions météoriques.

References

- BASEDOW, H.: Geological report on the country traversed by the South Australian Government North-West Prospecting Expedition, 1903. *Trans. & Proc. Roy. Soc. South Aust.*, **29**, 57—102, 1905.
- BÜDEL, J.: Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle Fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. *Deutscher Geographentag Würzburg, Tagungsbericht und Wissenschaftliche Abhandlungen*, 89—121, 1957.
- DAVID, T. W. E. (BROWNE, W. R., ed.): *The Geology of the Commonwealth of Australia*. Vol. I, 69, 1950.
- JAHNS, R. H.: Sheet structure in granite: its origin and use as a measure of glacial erosion in New England. *Journ. Geol.* **51**, 71—98, 1943.
- JOKLIK, G. F.: Geological reconnaissance of south-western portion of Northern Territory. *Comm. Aust. Bur. Min. Res. Rept.* **10**, 1952.
- KING, L. C.: A theory of bornhardts. *Geogr. Journ.* **112**, 83—87, 1948.
- : The uniformitarian nature of hillslopes. *Trans. Edin. Geol. Soc.* **17**, 81—102, 1957.
- LASERON, C. F.: *The face of Australia*. 77, 1957.
- OLLIER, C. D.: The Inselbergs of Uganda. *Zeitsch. für Geomorphologie*. N. F. **4**, 43—52, 1960.
- PASSARGE, S.: Die Inselberglandschaften im tropischen Afrika. *Naturwiss. Wochensh.* **3**, 657 bis 665, 1904.
- REICHE, P. A.: *Survey of Weathering Processes and Products*. University of New Mexico Press. 14, 1950.
- TATE, R., & WATT, J. A.: Report on the Horn Expedition to Central Australia. Part III, *Geology and Botany*, 8, 1896.
- TIETKENS, W. H.: *Journal of the Central Australia Exploration Expedition*. 82—84, 1889.

Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guil (Htes-Alpes, France) (1)

Par

J. TRICART et collaborateurs, Strasbourg

Avec 8 figures et 1 carte

Dans l'étude de l'évolution du relief, il y a, malheureusement, beaucoup plus de théories que de monographies détaillées et d'observations systématiques. Aussi très souvent, on se livre à des discussions qui portent sur des conceptions a priori et qui ne font guère avancer notre compréhension des phénomènes naturels quand elles ne la limitent pas en nous enfermant dans des systèmes qui gênent l'observation elle-même. Aussi nous réjouissons-nous que la Commission d'Etude des Versants ait mis à son programme l'étude détaillée de régions-échantillons.

C'est une monographie de ce genre que nous résumerons ici.

Elle porte sur un bassin montagneux de 475 km², celui du Guil, affluent de la haute Durance. Le relief y est vigoureux, avec des crêtes qui atteignent 2700 à 3000 m et des fonds de vallées qui restent en dessous de 1800 m jusque près des interfluves. L'altitude moyenne du bassin s'établit un peu au dessus de 2000 m, ce qui en fait un échantillon montagnard typique. Comme dans toutes les hautes Alpes, les glaciers ont occupé la région, mais leur fusion, sous un climat assez sec (pluviosité moyenne comprise entre 750 et 1000 m), a été rapide et hâtive, ce qui a permis au relief de se réadapter rapidement au Tardiglaciaire, d'autant plus que la prédominance des schistes lustrés n'avait pas permis le façonnement de formes glaciaires bien nettes.

Cette région montagnarde aux roches relativement peu résistantes, au relief

(1) Recherche effectuée par les Laboratoires de Géographie Physique et de Cartographie Appliquée sous la direction de Mr. J. TRICART assisté de Melle S. RIMBERT pour la cartographie. Une quarantaine de chercheurs et d'étudiants ont participé aux travaux de terrain et de laboratoire. Plus particulièrement importantes ont été les contributions de J. MARBACH qui a étudié le haut bassin du Guil et de R. OBERMULLER qui a étudié celui des Aigues avec l'aide d'autres chercheurs, de Melle A. R. HIRSCH, Collaborateur Technique du CNRS qui nous a été d'un grand secours pour la coordination des travaux en équipe et de Mme F. LE BOURDIEC, qui a succédé à Melle A. R. HIRSCH au CNRS et a collaboré avec nous pour la mise en oeuvre des résultats. Mr. A. MAURER, dessinateur-cartographe au Centre de Géographie Appliquée a mis les cartes au propre sous le contrôle de Mme F. LE BOURDIEC.

vigoureux, aux altitudes élevées et aux fortes dénivellations, constitue un exemple typique de relief «jeune», tout en crêtes et en vallées, sans aucun plateau, sans aucune plaine alluviale étendue. C'est là l'intérêt de notre échantillon.

L'étude que nous avons faite est un travail collectif du Centre de Géographie Appliquée, entrepris à la demande du Ministère de l'Agriculture (2) en vue de fournir les données de base d'un réaménagement du bassin qui a subi, en juin 1957, une crue catastrophique, sans précédent quant à ses effets, au cours du Postglaciaire. De nombreux villages ont été détruits, la route qui dessert la vallée a été emportée sur les $\frac{3}{4}$ de sa longueur et endommagée sur une bonne partie du reste, des terroirs ont été saccagés. Pour établir un programme de remise en état et de protection des villages, des routes et des cultures, il fallait effectuer une analyse géodynamique détaillée de ce qui s'était passé lors de la crue et comparer les phénomènes qui ont provoqué la catastrophe à ceux qui assuraient, auparavant, l'évolution normale du bassin.

Des moyens considérables ont permis de mener à bien ce travail, qui constitue une étude responsable, sur les conclusions de laquelle sont engagés plusieurs milliards de travaux. Elle repose sur la combinaison d'une cartographie géomorphologique détaillée, appuyée sur les observations de terrain et sur les photographies aériennes; d'une analyse des processus par l'observation et les études de laboratoire et d'une monographie sédimentologique complète de toutes les alluvions du bassin. La Cartographie a été faite à l'échelle du 1 50 000e pour les fonds de vallées et certains bas versants, au moyen d'un levé stéréotopographique effectué spécialement après la crue, et à l'échelle du 1 20 000e pour le reste de la région. Cette dernière échelle s'est avérée insuffisante et la qualité de la carte topographique, souvent ancienne, douteuse par endroits. Il a donc fallu souvent synthétiser les observations et ne retenir que des dominantes, qui apparaissent sur les cartes réduites au 1/50 000e qui accompagnent le présent article. L'étude des processus s'est appuyée sur deux couvertures de photographies aériennes: l'une, au 1/40 000e, antérieure à la crue, l'autre, au 1 20 000e, prise spécialement quelques semaines après celle-ci. Nous avons recouru, également, à des analyses systématiques d'échantillons au laboratoire et à des essais de mécanique des sols qui ont permis de définir le comportement des formations superficielles, perméabilité, limites de plasticité et de liquidité, résistance au cisaillement) et, grâce à leur nature, d'identifier les processus de leur mise en place (granulométrie, nature lithologique des sables et des argiles, degré d'altération, etc. . .). L'étude des alluvions a porté sur les fractions sableuse et caillouteuse et a été effectuée à plusieurs dizaines de stations échelonnées sur les affluents et sur le Guil à des distances inférieures à 3 km. Il a été ainsi possible de suivre avec une précision jamais encore approchée, les modalités de formation des transports alluviaux grossiers et de reconstituer les processus géomorphologiques qui ont fonctionné lors de la crue

Il ne saurait être question de présenter ici la totalité des éléments dont nous disposons. Aussi ne ferons nous qu'un court résumé des principaux résultats

(2) Voir Revue de Géomorphologie Dynamique, 1959, n° spécial, consacré aux travaux de la Commission de Géomorphologie Appliquée, l'article sur le Laboratoire de Géographie Physique du Centre de Géographie Appliquée, qui donne un compte-rendu des recherches effectuées et des méthodes employées.

obtenus à propos des versants (3). Nous donnerons d'abord un aperçu de l'évolution normale des versants avant la crue, puis nous analyserons les phénomènes bien différents qui l'ont déclanchée.

1) Les types versants dans le bassin du Guil et leur évolution normale

Trois facteurs essentiels interviennent dans la différenciation des types de versants: la disposition du relief, la nature lithologique et la couverture végétale.

Le relief conditionne l'évolution géomorphologique par la différenciation entre adret et ubac, par la raideur des pentes et par l'étagement. En haute montagne, ici au-dessus de 2600 m, dominent les affleurements de roche nue et les éboulis, domaine de prédilection des processus périglaciaires. En dessous de 2600 m, les versants portent en général une couverture végétale. Les prairies d'alpage descendent jusqu'à 2000—2100 m, et font place à la forêt, trouée de clairières autrefois cultivées, souvent reprises par l'herbe sur les adrets, tandis que les ubacs sont, généralement, couverts de forêts jusqu'au fond de la vallée.

Il y a donc lieu de distinguer plusieurs types de versants en fonction de l'étagement et de l'exposition.

1) *Formes de haute montagne*

A l'étage supérieur, apparaissent les surfaces rocheuses nues soumises à une intense désagrégation mécanique. Les processus principaux sont la gélivation et les éboulis de gravité qui fonctionnent en permanence sur les pentes trop raides pour retenir la neige en hiver, et la nivation, avec les avalanches qui nettoient les couloirs d'éboulis.

Les influences lithologiques se font sentir de manière directe et tyranique, car elles commandent la désagrégation. Aussi allons-nous nous fonder sur elles pour analyser la morphogénèse de l'étage supérieur.

Les roches y sont peu variées, essentiellement limitées à trois faciès principaux: les schistes lustrés, plus ou moins lardés de filons de quartz et comprenant des bancs minces mais parfois rapprochés de calcschistes plus résistants, les calcaires et dolomies du Trias, qui forment les nappes du Briançonnais, charriées sur les schistes lustrés, et des masses intrusives de roches vertes, qui ont plus ou moins métamorphisé le milieu encaissant, et qui sont broyées par la tectonique. Comme ce sont ces dernières qui forment généralement les plus hauts sommets, nous commencerons notre étude par elles.

a) Les roches vertes

Les sommets de roches vertes sont constitués principalement par la crête de la *Lauze*, sur le versant gauche du *Guil*, par la Tête du *Pelvas* sur le versant droit (Sud et Nord de *Ristolas*) et par toute une série de sommets autour de la

(3) L'étude hydrologique de la crue a été publiée dans J. TRICART (1958): Etude de la crue de la mi-juin 1957 dans les vallées du Guil, de l'Ubaye et de la Cerveyrette. Revue de Géogr. Alpine, n° 4, p. 565—627. Cette revue publiera d'autres données tirées de nos travaux dans ses prochains numéros. L'étude de la dynamique du Guil est sous presse dans le Bulletin du Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, Section de Géographie, 1959.

haute *Aigue Blanche*. Ils sont caractérisés par des abrupts rocheux considérables, qui atteignent plus de 300 m de haut à la Tête du *Pelvas*, et par un important développement d'éboulis à leur pied. Ceux-ci sont le plus souvent fixés et n'ont joué que très localement, lors de la crue, là où des avalanches se sont déclanchées.

b) Les crêtes calcaires

Les crêtes de la Montagne de *Guillestre* et les sommets de la Crête de *Paret* sont composés de calcaires et de dolomies qui, se gélivant facilement, donnent des talus d'éboulis impressionnants, coalescents, et en grande partie fixés. Ils se prolongent souvent assez loin, jusque sous les prairies, de l'étage inférieur. Une bonne partie de ces éboulis n'évolue que très lentement, sous la forme de glissements couche-par-couche, qui semblent dûs à l'état plastique qui est réalisé dans certains lits plus fins lorsque la fonte des neiges fournit beaucoup d'eau au sol. La plupart de ces éboulis de gravité se sont mis en place lors d'une récurrence de froid du Tardiglaciaire, sous l'effet d'une gélivation plus intense qu'actuellement (période de la Nouvelle Toundra?). Il en est de même dans les roches vertes.

c) Les schistes

Les schistes donnent des formes différentes, selon que le pendage est conforme ou contraire.

Dans les schistes à pendage contraire, la corniche est importante, comme le montre la cime de la *Lauzière*, dont l'escarpement rocheux atteint 100 m d'altitude relative. Au pied, s'étendent des éboulis caractérisés par l'aplatissement des schistes, dont le matériel au lieu de rouler, glisse sur les fragments déjà éboulés, et progresse ainsi lentement.

Dans les schistes à pendage conforme, la distinction entre corniche et éboulis n'est pas nette. Ceux-ci sont un mélange de matériel fin et de blocs en désordre. C'est le cas des crêtes du versant droit de la haute vallée du *Guil*. Le déplacement des matériaux s'effectue davantage par solifluxion, principalement sous l'effet des *pipkrakes*, que par gravité pure. La pente, en effet, reste généralement un peu inférieure à la pente-limite de départ des éboulis, qui est ici voisine de 45° . De la sorte, la réduction en argile des schistes, facile, peut se produire et donne le matériau idéal pour la formation des *pipkrakes*. Ce mécanisme est plus actif là où le vent balaye la neige et où le sol nu dégèle, lors des journées ensoleillées, même en hiver.

2) Les versants à couverture végétale

La distinction principale entre les types de versants à couverture végétale est déterminé par l'opposition entre les adrets et les ubacs. Mais la nature lithologique et, dans les schistes, le sens du pendage, jouent également un rôle important.

Les types de versants varient suivant que l'un ou l'autre facteur prédomine. On peut distinguer:

a) Les versants schisteux à pendage conforme

L'évolution morphologique est lente sur la plus grande partie des versants à pendage conforme au-dessus de 2100 m.

En dessous de 2100 m, la distinction ubac — adret devient essentielle.

Sur les adrets, l'homme, profitant de l'avantage climatique, a poussé la mise en valeur au maximum lors des périodes de pression démographique. Les cultures ont mordu sur la forêt partout où la pente n'était pas trop raide et les sols suffisamment épais. Depuis un siècle, elles ont reculé et abandonné les sites médiocres. Aujourd'hui, seules les pentes inférieures à 15° environ restent cultivées. Sur les schistes, les sols argileux y sont épais et, parfois, des lambeaux de moraines à éléments calcaires viennent les améliorer. Les labours, peu étendus, font place à des prés de fauche irrigués. La grande humidité qui en résulte déclenche une solifluxion anthropique intense, sous la forme de loupes, analogue à celle qui se manifeste naturellement sur certains adrets. Elle est particulièrement développée



Fig. 1. Coups de cuillère sur l'adret à environ 2100 m d'altitude, 0,6 km amont du Petit Belvédère. Haute Vallée du Guil, en amont de Ristolas. Formations d'altération des schistes lustrés. Au premier plan, pierrailles descendant sur le bassin sous l'influence du ruissellement diffus

là où les eaux proviennent de moraines, car, calcaires, ces eaux flocculent l'argile qui devient perméable et les laisse pénétrer jusqu'au contact du schiste sous-jacent. De la sorte, la couche inférieure des formations d'altération dépasse à peu près en permanence la limite de liquidité, ce qui permet un mouvement permanent, irrégulier du fait de l'inégale concentration de l'humidité due à l'allure bosselée du contact. Certains hameaux, comme celui du Pasquier d'Arvieux, sont pris par cette solifluxion qui gauchit et lézarde les maisons qu'on reconstruit périodiquement. Au contraire, là où les formations meubles sont minces, généralement sur les pentes plus raides, les cultures ont été abandonnées. Tel est le cas, par exemple, sur la majeure partie de l'adret du Guil entre Château-Queyras et Abriès, aux plus basses altitudes. Les sols ont été érodés et la végétation est formée de friches

d'herbe rase et clairsemée avec quelques buissons et de nombreuses têtes de roche. Le ruissellement diffus est actif et exerce un effet de décapage qui n'est limité que par la formation d'un pavage discontinu formé par les débris que la gelivation détache des pointements rocheux. En effet, du fait de l'exposition, la neige fond facilement et le sol est découvert pendant une bonne partie de l'hiver, ce qui, joint à la forte insolation d'un climat au ciel clair et continental, permet de nombreux cycles diurnes de gel-dégel. Les trainées de pierraille schisteuse qui descendent la pente sous l'effet de la solifluxion de pipkrakes bloquent l'effet érosif du ruissellement diffus, qui ne s'exerce que dans les intervalles. Les torrents



Fig. 2. Couloir d'avalanches ayant passé à la coulée boueuse. Haute vallée du Guil, amont de Ristolas (0,8 km amont du Petit Belvédère). Versant de schistes lustrés en ubac, altitude environ 2000 m

sont peu nombreux et peu actifs. Quelques-uns seulement ont un écoulement pérenne. Beaucoup d'autres ne coulent que lors des fortes aversees, rares sous un climat sec, et beaucoup de rainures de versant, comme en face de *Ristolas*, ne sont entretenues que de loin en loin par les avalanches déclanchées par les fortes chutes de neige. Là où persistent des lambeaux de forêt, il y a normalement infiltration de

l'eau et il faut de très grosses averses pour qu'apparaisse un peu de ruissellement qui se concentre dans les torrents.

Sur les ubacs, la moindre isolation permet la persistance en hiver de la couverture neigeuse, d'autant plus que les forêts contribuent à entraver sa fusion. Elle ne disparaît que fort tard (mai), ce qui fait que la gélivation ne joue qu'un rôle très faible. Par contre, la persistance de l'humidité favorise l'altération, très intense dans les schistes. La roche est recouverte de 2 à 6 m d'argile micacée riche en débris sableux, en pierraille et en blocs. Elle est ensuite pourrie en profondeur avec élargissement des diaclases et altération le long des plans de schistosité. Sa cohérence peut être détruite jusqu'à 10 ou 15 m en-dessous du sol. Ces formations meubles épaisses, toujours humides, sont favorables à la solifluxion qui revêt deux formes: celle d'une reptation lente, limitée à une couche superficielle de quelques décimètres, et celle des loupes, qui bascule les arbres et se fait sentir sur plusieurs mètres d'épaisseur. La première joue là où les conditions sont moins favorables. La seconde, toujours limitée à certains secteurs favorables, comme le bois de l'Ubac de *Ristolas* (alt. 1850—2100 m), coïncide avec des venues d'eau abondantes et des pentes fortes (plus de 20°). La grande épaisseur des formations superficielles argileuses toujours humides favorise le développement du réseau hydrographique. La densité des talwegs drainés en permanence est beaucoup plus grande que sur les adrets déboisés. Mais ces torrents, pour la plupart, s'incisent peu dès qu'ils atteignent la roche en place. Leur lit, à l'ombre, ne bénéficie pas de la gélivation au même titre que les talwegs à écoulement sporadique de l'adret. De temps à autre, des avalanches, les nettoient des gros blocs qui les encombrant souvent.

b) Les versants schisteux à pendage contraire

Les versants à pendage contraire sont caractérisés par une pente généralement raide (25 à 35°) qui favorise un ruissellement intense et gêne le développement de l'altération. La distinction entre ubac et adret apparaît de ce fait beaucoup moins nette. Tous deux sont profondément entaillés par des torrents nombreux et importants dont le lit est emprunté alternativement par les avalanches, par le ruissellement.

Comme l'a montré P. VEYRET (4) dans la région de Chamonix, ce sont d'ailleurs les avalanches qui jouent le rôle géomorphologique principal. Du fait de la présence de nombreux pointements rocheux et de la précarité de la couverture neigeuse, la gélivation est très active et libère des pierrailles qui descendent en coulées. On y observe de nombreuses variétés dynamiques. Certaines sont dues à la gravité pure, mais dans beaucoup d'autres, la pente est légèrement inférieure à l'angle de frottement et la gravité ne peut jouer seule. La mise en marche des débris est alors réalisée lorsqu'interviennent d'autres phénomènes. Les pipkrakes jouent peu car, sur ces pentes raides, le sol est généralement trop sec. Les petites avalanches sont plus efficaces. Le ruissellement joue un grand rôle aussi et, sur les pentes raides, aide la gravité. On passe ainsi de la coulée de pierraille de l'éboulis de gravité mince au ravin pierreux et au torrent.

(4) P. VEYRET (1959): L'eau, la neige, la glace, le gel et la structure dans l'évolution morphologique de la région de Chamonix (Massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges). *Revue de Géogr. Alpine*, p. 5—36.

Ces processus d'érosion sont beaucoup plus actifs que les phénomènes étudiés sur les versants à pendage conforme.

Un exemple typique est constitué par le versant gauche du *Segure* dont la pente est en moyenne de 33—35°. Les torrents dévalent des sommets en empruntant de profonds couloirs. De même le versant gauche du Torrent du *Rion Vert* est entaillé de nombreux ravins.

c) Les versants calcaires

Il nous faut faire une part spéciale aux versants calcaires qui se différencient des autres types de versants par leur meilleure résistance d'où découlent des



Fig. 3. Adret entre 2000 et 2500 m dans la haute Vallée du Crêtillan. Noter le ruissellement diffus, probablement sous plaques de neige gelée, au pied de la petite corniche rocheuse dans le fond et les rigoles anastomosées qui ont, probablement, la même origine, au premier plan.

pentcs raides et stables. L'évolution géomorphologique normale est caractérisée par sa lenteur.

Dans la gorge du *Guil*, on peut distinguer l'étage de la forêt et l'étage des alpages:

— dans l'étage de la forêt, les versants sont très raides souvent irréguliers avec des gradins successifs correspondant à des bancs de roche plus dure. Les escarpements rocheux ont nourri des éboulis de gravité, formés de pierraille de gélivation. Ces éboulis sont généralement fixés par la forêt. Cependant la stabilité des versants n'est pas parfaite. La solidité de la roche est amoindrie par la dissolution qui s'exerce le long des diaclases dans lesquelles l'eau s'infiltre. Il peut ainsi arriver qu'une masse de roches se détache, sous forme d'éboulement. Mais ces phénomènes sont accidentels et ne transforment que très localement le profil du versant. L'évolution actuelle est ainsi ponctuelle et discontinue, concentrée. Les dérochements, qui se produisent de loin en loin affectent plusieurs centaines de m³, voire même plusieurs dizaines de milliers de m³, comme lors du gros éboulement de Montgaufie il y a une dizaine d'années, qui a barré le *Guil* dans la basse gorge. Au contraire, lors du Tardiglaciaire (période de la Nouvelle Toundra?), une gélivation plus intense faisait prédominer une évolution diffuse et moins discontinue. A chaque dégel, des blocs de quelques centimètres ou de quelques décimètres nourrissaient des éboulis de gravité vifs et largement répandus dans la gorge. Aujourd'hui, le gel n'est plus assez intense pour les entretenir et c'est la dissolution qui prédomine, accompagnée, de loin en loin, par des éboulements localisés et volumineux.

— dans l'étage supérieur des alpages, l'érosion diffuse est importante et entraîne une tendance au ravinement avec apparition de lits de torrents nettement entaillés dans le versant. Mais l'évolution n'est pas rapide car le sol est bien retenu par la couverture végétale.

Conclusion

L'évolution normale des versants du Queyras présente donc une grande richesse de variétés liée au jeu de tout un groupe de facteurs: altitude, exposition, valeur de la pente, nature lithologique, couverture végétale (qui englobe les influences anthropiques). Mais, dans l'ensemble, malgré la raideur du relief, malgré l'importance hydrologique du ruissellement, on est frappé par le faible rôle de l'érosion torrentielle. L'évolution des versants se fait, sur la majeure partie de leur surface, indépendamment des torrents qui, d'ailleurs, ne possèdent généralement pas de bassin de réception raviné. Les torrents se nourrissent, entre les averses, de l'eau qui s'écoule des formations d'altération, des flaques de neige, des venues d'eau souterraine peu profonde. Cette eau s'écoule sans grande efficacité géomorphologique. Elle est incapable d'évacuer autre chose que quelques matières dissoutes et de rares troubles, car le lit des torrents est pavé de gros blocs dépassant la compétence. L'érosion de la roche en place du lit par les eaux semble très réduite également. Lors des grosses averses, un ruissellement diffus se produit, dont l'importance est très variable suivant la nature des formations superficielles, la pente et la couverture végétale. Il est complété par un écoulement subsuperficiel à la base des formations d'altération. Tous deux gonflent rapidement les torrents, mais ne leur amènent, du versant, que des troubles. En temps normal, les galets y sont rares et les cônes de déjections sont suffisamment fixés pour que les villages s'y soient systématiquement installés.

Ce ne sont pas les torrents qui constituent les principaux agents morphogénétiques du Queyras dans les conditions normales. La gélivation qui fragmente la roche saine de leur lit et le coup de balai des avalanches qui empruntent la

plupart des ravins et les nettoient jouent beaucoup plus que les eaux courantes pour inciser des rigoles dans les versants et donner la fausse impression d'une dissection torrentielle. Ces ravins de versants ne sont, pas plus que ceux de la région de Chamonix, de vrais torrents et nos conclusions rejoignent celles de P. VEYRET, ce grand connaisseur de la montagne. Ils n'ont pas de bassin de réception et ne sont pas façonnés sous l'effet d'une concentration croissante du ruissellement. Ils sont principalement l'œuvre de processus différents et le lit façonné par d'autres processus: gélivation là où la roche est mal protégée,



Fig. 4. Loupes de solifluxion dans le matériel d'altération des schistes lustrés: pied de l'ubac, près de la chapelle de Clousis, St Véran, altitude 2000 m

altération là où elle est couverte d'une formation buvard et maintenue humide du fait de l'exposition et de la végétation (dépendante de cette même exposition) qui libèrent des pierrailles dans le premier cas, des produits fins et des ions dans le second. Les pierrailles ne sont remuées par le ruissellement que là où elles sont éparées sur une pente très raide. Dans ce cas, le ruissellement aide la gravité et elles peuvent s'incorporer progressivement aux alluvions torrentielles. Mais ce

cas est rare car il exige des conditions de pente bien précises. Le plus souvent, il n'y a aucun transit régulier sous l'action des eaux courantes depuis la tête de roche en place jusqu'au fond de vallée et les éboulis ne nourrissent pas les torrents, comme le prouvent par ailleurs les études systématiques faites sur la genèse des alluvions.

Dans les conditions normales, il n'y a transit régulièrement assuré des produits issus de la roche en place des interfluves que pour les troubles et les ions. Tout ce qui est plus grossier n'effectue que des parcours localisés sur le versant,



Fig. 5. Eboulis sapés dans la gorge du Cristillan. Le sapement tend à remettre en marche la moraine éboulée et rompt la stabilité du versant

sous l'influence des processus qui ne laissent que peu de place au ruissellement + éboulis de gravité, avalanches, solifluxion pelliculaire, en loupes et par pipkrakes. Ce matériel ne chemine que là où les conditions sont favorables et il est abandonné dès qu'elles cessent de l'être. Les éboulis empiètent un peu sur la prairie au pied des corniches rocheuses, mais leurs pierrailles ne nourrissent presque jamais les alluvions d'un torrent. Elles tombent en panne au pied de l'abrupt et attendent

leur dissociation — extrêmement lente — en particules assez fines pour être reprises. Bien souvent le matériel soliflué s'accumule au pied d'un versant et n'est pas repris par le torrent.

Il y a donc une certaine indépendance entre l'évolution des versants et celle du réseau hydrographique. Les cours d'eau ne deviennent efficaces que lorsque leur bassin est assez grand. A ce moment, ils coulent sur des nappes alluviales anciennes toutes les fois que les roches ne sont pas trop dures. Dans les roches dures, ils entaillent des gorges. Mais leur creusement est extrêmement lent et, bien souvent, au-dessus de la paroi de la gorge, le versant plus doux évolue de manière autonome. La théorie davisienne qui veut que toute l'évolution du relief soit directement commandée par le travail des eaux courantes est une systématisation outrancière. L'interdépendance est loin d'être parfaitement assurée et l'évolution des versants est en bonne partie autonome. Sauf pour les produits fins, il n'y a pas transit régulier des interfluves au lit des torrents principaux et bien des « torrents » sont des parasites qui, en fait, ne façonnent pas l'interfluve mais profitent des processus de versants qui permettent une concentration élémentaire, mais inefficace, de l'écoulement. C'est seulement lors de circonstances exceptionnelles, de caractère catastrophique, comme celles qui se sont produites en juin 1957 dans le Queyras, qu'une meilleure interdépendance s'établit entre les versants et le réseau hydrographique.

II. L'évolution morphologique des versants lors de la crue de juin 1957

Le bassin du Guil a été, dans l'ensemble, très affecté par les précipitations exceptionnelles (202,4 m/m le 13 juin à Abriès) qui ont déclenché la catastrophe de juin 1957. Comme à cette date la couverture neigeuse était encore exceptionnellement importante pour la saison, le jeu combiné des pluies et de la fonte des neiges a été différent suivant l'altitude.

Au-dessous de 2300 m sur les adrets et de 2000 m sur les ubacs, la neige avait disparu. Les fortes pluies de la mi-juin, renforcées par l'eau provenant de la fonte des neiges de l'étage supérieur, a détrem pé le sol et provoqué des manifestations géomorphologiques très intenses.

Entre 2300 et 2600 environ sur les adrets, 2000 et 2300 m sur les ubacs, la neige a complètement fondu lors de la crue. Elle a protégé le sol pendant quelque temps, puis l'a laissé exposé à nu à la fin des averses. Les actions ont été moins intenses qu'à l'étage précédent, mais encore importantes. Aux phénomènes de la tranche d'altitude inférieure s'ajoutent quelques manifestations de ruissellement diffus sous plaques neigeuses.

Au-dessus de 2300 à 2600 m, la neige a persisté partout où elle était assez épaisse au début de la crue. Dans ce cas, il s'est déclenché surtout de fortes avalanches, dues à la chute abondante de neige fraîche, puis de pluie alourdissant cette neige. Sur les abrupts rocheux où la neige n'avait pas tenu, la fin des averses, du fait d'une forte augmentation de température, a provoqué un important ruissellement, qui, souvent, s'est continué, en contrebas, sur des plaques de neige durcie qui ont protégé le sol. Ailleurs, une partie du ruissellement s'est effectuée, sous forme diffuse, sous les plaques de neige tôleée. Enfin, localement, sur les pentes fortes, là où la neige était mince, le ruissellement a réussi à l'entailler et à graver des sillons dans le sol sous-jacent.

Dans l'ensemble, les actions ont donc atteint leur maximum d'intensité sur les bas-versants, tandis que les formes de haute montagne, protégées par la couverture neigeuse, ont été moins affectées.

Ainsi les franges d'éboulis qui couronnent les crêtes rocheuses n'ont guère été modifiées. Exceptionnellement, leur partie inférieure a été emportée lorsqu'elle borde un torrent qui a fortement gonflé. C'est le cas des éboulis du *Pic de la Lauze* dont la partie inférieure qui se prolonge jusque dans le fond de la vallée, a été entraînée par le *Guil*.



Fig. 6. Adret au-dessus de Ristolas entre 1800 et 2000 m. Ravinements datant de la crue de 1948 et qui ont rejoué lors de celle de 1957. Au premier plan, le village installé sur le cône de déjection du torrent de Ségure a été entièrement engravé et a subi d'importantes destructions

Par contre, les versants, moins élevés, à couverture végétale, ont évolué rapidement lors de la crue. Différents facteurs sont intervenus et il est difficile de faire la part exacte de l'un ou de l'autre à cause de la diversité des formes observées, parfois sur le même versant. Les phénomènes morphologiques appartiennent à un petit nombre de types: avalanches, coups de cuillères, sapements, ruissellement intense, diffus ou concentré, mais leur agencement régional diffère.

Il est fonction surtout de la lithologie et de la position du secteur considéré. En effet, l'intensité des averses a été très fortement décroissante des crêtes qui limitent le bassin à l'amont vers la Durance, disposition qui coïncide approximativement avec celle des grands ensembles lithologiques. Les différences entre adret et ubac se sont fait sentir surtout dans le déclanchement des avalanches. Elles n'ont introduit, pour les autres phénomènes, que des modifications dans les domaines de répartition altitudinaux.

Aussi ferons-nous l'analyse des manifestations géomorphologiques qui ont accompagné la crue de la mi-juin 1957 suivant un plan régional, mieux adapté aux faits.

1) La région de la gorge du Guil

Les versants de cette région ont relativement peu souffert grâce à la combinaison de facteurs favorables: la pluviosité moindre qu'en amont, et roches résistantes (calcaires du Crétacé, calcaires et dolomies du Trias).

Les phénomènes morphologiques pendant la période de crue ont été les suivants:

— au-dessus des escarpements rocheux qui dominent le Guil accentuation de l'érosion diffuse entre 1800 et 2200 m. Mais la prairie des alpages a résisté et il ne s'est pas développé de ravins ou de coups de cuillère.

— déclanchement de nombreuses avalanches à partir des crêtes rocheuses. C'est le cas surtout pour la haute vallée du *Riou Vert*, où les avalanches sont descendues jusqu'au torrent auquel elles ont fourni du matériel. Dans le massif du sommet d'*Assan*, elles ont remanié la partie inférieure des éboulis situés sur la face N-NE. Les avalanches qui ont dévalé des ubacs, sont généralement parties des altitudes de 2200 à 2800 m. Celles qui sont parties des altitudes supérieures sont bien plus importantes et ont eu des effets géomorphologiques plus intenses que celles qui se sont déclanchées en-dessous de 2500 m. Lorsqu'elles ont été assez nombreuses, leurs couloirs se sont rejoints, formant de véritables réseaux, comme sur le haut ubac du *Riou Vert*. Ces avalanches en atteignant l'étage en-dessous de 2000 m sont transformées, le plus souvent, en laves torrentielles. En effet, la neige qui les formait était très mouillée et voisine du point de fusion, de sorte qu'il a suffi de la chaleur de frottement pour les transformer en une boue glacée, en une sorte de sorbet de neige fondue et de débris minéraux. La forte densité de ces avalanches leur a permis de jouer un rôle géomorphologique important. Elles ont ramoné de nombreux ravins de versants, creusé des sillons au travers des forêts et provoqué la descente de nombreux blocs et troncs d'arbres et de quantités de pierraille jusqu'au pied des pentes. Là où les avalanches se sont terminées dans le lit même des torrents, elles les ont barré et formé des embâcles qui ont ensuite cédé brusquement pendant la crue, permettant aux eaux d'acquérir alors une compétence élevée et de soumettre le lit des torrents à rude épreuve. Dans la région de la gorge du *Guil*, relativement peu arrosée, ce mécanisme n'a joué qu'exceptionnellement, dans quelques secteurs du *Riou Vert*. Ailleurs, il a été capital (Cristillan, Tt de Souliers, Aigue Agnelle et Aigue Blanche, Ségure, Haut Guil).

2) Le bassin du Cristillan

Les effets de la crue ont été considérables dans le bassin du *Cristillan* où la pluviosité a été intense par suite de la proximité de la crête frontière, où les ver-

sants sont très raides par suite des fortes dénivellations entre les crêtes (2500—2700 m) et les fonds de vallée (1600—1800 m).

Le rôle de l'exposition a une grande importance dû à la direction du relief, et engendre une nette opposition entre adret et ubac:

— Les adrets: l'adret du haut *Cristillan* a beaucoup plus souffert que l'adret du Mélézet, bien que les conditions lithologiques et l'exposition soient les mêmes. Seule une pluviosité plus forte dans la première vallée peut expliquer la différence d'évolution géomorphologique.



Fig. 7. Adret au-dessus de la Monta, altitude 1900 à 2300 m environ. Couloirs d'avalanches ayant ensuite donné passage à des laves torrentielles, puis servi de point de départ à des ravinements

a) Sur le haut *Cristillan*, l'érosion diffuse s'est accentuée au-dessus de 2000 m. A partir de cette altitude, les eaux se sont concentrées et ont incisé des rainures torrentielles qui ont fonctionné en apportant des alluvions au *Cristillan*. En outre, des ravinements dans le bas-versant et des avalanches ont fourni des masses de matériaux, qui ont permis au *Cristillan* de saper violemment le bas-versant surtout entre *Ceillac* et *Le Tioure*. Ce secteur a évolué très rapidement, les sapelements entraînant des décollements et des coups de cuillère sur tout le versant. Le

matériel ainsi libéré a été abandonné par le *Cristillan* dans les engravements de *Ceillac*, qui en a particulièrement souffert à cause de sa situation, juste en aval du secteur le plus touché.

b) Sur le haut *Melezet*, les phénomènes géomorphologiques ont été moindres. Le versant est coupé de replats, et les avalanches qui se sont déclanchées se sont arrêtées sur eux. C'est pourquoi les dégâts ont été limités. Entre *St-Michel* et la *Raille* cependant, il faut noter un ruissellement massif dans les couloirs d'avalanches, mais rarement il a été suivi d'écoulements boueux et torrentiels capables d'atteindre le lit du *Melezet*.

Dans la haute vallée, enfin, une érosion diffuse n'a joué sur les prairies qu'un rôle géomorphologique très faible:

— Les ubacs — Si les adrets des deux vallées ont connu une évolution différente, les ubacs entièrement boisés jusqu'au bas des versants, ont été caractérisés par la même prédominance des avalanches. Les couloirs apparaissent sur la carte géomorphologique très nombreux et très rapprochés. Les avalanches sont parties de crêtes rocheuses situées vers 2000 m (*Pic du Melezet*) et 2500 m (crête des *Lus-seneres*) et se sont prolongées, surtout dans la vallée du *Cristillan*, jusqu'au torrent. L'enneigement devait être particulièrement important sur les ubacs lors de la crue. C'est pourquoi les avalanches ont enlevé dans les ravins de grandes masses de matériel autrefois fixé, qui a rejoint, dans la vallée, les matériaux libérés par les adrets. Ceci explique la crue exceptionnelle du *Cristillan* et sa grande activité torrentielle.

3) La région de *Chateau-Queyras*

Cette région constitue une zone de transition entre la gorge du *Guil*, relativement peu affectée par la crue, et le hautbassin du *Guil* où les dégâts ont été particulièrement importants. L'intensité des manifestations géomorphologiques croît de l'ouest vers l'Est, dans la région de *Chateau-Queyras*; les versants n'ont subi que localement une évolution accélérée.

a) La vallée d'*Arvioux*

Dans la vallée d'*Arvioux*, il y a un contraste très net entre le versant gauche et le versant droit, car la vallée disposée perpendiculairement à la direction d'où venaient les averses, a eu son versant droit abordé de plein fouet par elles, ce qui explique les dégâts importants observés sur la rive droite tandis que la rive gauche relativement protégée a été beaucoup moins endommagée.

La vallée d'*Arvioux* a particulièrement souffert de la crue dans le secteur, en amont de *La Chalp*, et dans les hauts bassins des affluents de la rive droite.

Sur la rive gauche, les torrents ont accru un peu l'incision de leur lit, dans le bas versant, mais sans apporter beaucoup de matériaux dans le torrent. Au contraire, dans les hauts bassins des affluents de rive droite (*Torrents de Combe Bonne*, du *Champ d'Arvioux*, de *Chasset*, de *Baracon*), se sont déclanchées, à partir de 2500—2800 m, de nombreuses avalanches qui ont apporté aux torrents des quantités importantes de matériaux. Des petits cônes se sont ainsi édifiés dans la vallée d'*Arvioux*, en rejetant la rivière contre l'autre versant qu'elle a commencé à saper. Tel est le cas du cône édifié par le torrent de *Chasset*.

Dans la haute vallée de la rivière d'*Arvioux*, entre la *Chalp* et l'*Izoard*, et le col des *Ourdais*, les avalanches et un ruissellement concentré en ravins ont en-

taillé les versants. Eboulis, herbages ont été fortement affectés et les bas versants ont été fortement sapés par les torrents. La route du col de l'Izoard a été considérablement endommagée dès *Brunissard*.

b) La vallée du Torrent de *Bramousse*

La vallée du Torrent de *Bramousse* disposée comme celle d'*Arvieux* perpendiculairement à la direction du vent, présente les mêmes caractéristiques en ce qui concerne les ravages subis par les versants. Cependant, deux conditions favorables



Fig. 8. Engravements dans la partie moyenne du torrent de Ségure. Altitude 2100 m environ. Le fond de vallée a été complètement ennoyé sous des débris mal roulés, hétérogènes, riches en très gros blocs, qui ont été fournis par les avalanches et les laves torrentielles (cf. le cône de déjection sur la rive d'en face)

ont provoqué des dégâts beaucoup moins considérables que dans la vallée d'*Arvieux*. D'abord les sommets qui dominent la vallée sont calcaires et formés de roches résistantes enfin les versants s'ils sont raides, sont cependant couverts de forêts jusqu'à leur pied et le sol s'est trouvé ainsi bien retenu.

Des rainures torrentielles se sont développées sur le versant droit en-dessous du sommet *Bucher*, et sur le versant gauche en amont de la confluence avec le *Guil*.

Ce secteur a été particulièrement éprouvé par un énorme sapement dans le bas-versant par suite de l'incision vigoureuse du torrent dans les marnes. A l'étage supérieur il est accompagné de coups de cuillère qui seront le départ de nouveaux ravinements.

Enfin dans le haut bassin du torrent, des avalanches se sont déclanchées vers 2500—2600 m au pied de la Crête de *Combe Arnaude*.

c) Le bassin du Torrent de *Souliers*

Le bassin du Torrent de *Souliers* se divise en deux vallées: la vallée du torrent de *Souliers*, et celle du Torrent de *Peas*. Leur confluence se situe juste avant la gorge terminale taillée dans les calcaires, qui débouche dans la gorge que le *Guil* entaille, dans le verrou de *Chateau-Queyras*.

Lors de la crue une activité intense s'est manifestée dans les deux vallées car elles sont entièrement constituées par les schistes lustrés. De plus les versants raides (pentes, moyenne de près de 30°) et les sols minces et caillouteux, couverts seulement d'une végétation de prairie ouverte, ont favorisé les ravinements et les décollements.

Les versants du Torrent de *Peas*, très peu boisés, sont caractérisés, entre 2200 et 2500 m, par la formation de rainures torrentielles, très rapprochées et qui, souvent, lacèrent toute la hauteur du versant. (Grand Vallon de *Peas*.) En amont, sur la rive gauche du haut bassin entre 2500 et 2600 m, seul un ruissellement diffus apparaît. La cause essentielle semble être l'altitude qui aurait permis la persistance de la couverture neigeuse assez longtemps pour empêcher le ravinement. En aval, près de la confluence avec le torrent de *Souliers*, de grands ravinements s'observent accompagnés de décollements sous forme de coups de cuillère; la crue leur a arraché des masses de matériaux qui sont venus engraver la zone de la confluence avec le torrent de *Souliers*.

Les versants du torrent de *Souliers* ont subi des dégâts analogues. C'est le versant droit qui a le plus souffert car il était le moins boisé. Tout le long de la basse crête (Crête du *Tronche*, Crête de la *Glaisette*) se sont développées des rainures et des rigoles dues à la concentration des eaux, qui font suite à toute une série de couloirs d'avalanches. Elles se sont déclanchées assez bas (2300—2500 m) et ont fourni une charge solide importante, au torrent, sous forme de boues. En aval, on observe des coups de cuillère et des sapements.

Sur le versant gauche du torrent de *Souliers*, l'activité géomorphologique a été beaucoup moins intense. Seul un ruissellement diffus, entre 2300 et 2400 m à l'altitude des prairies, a saturé le sol en eau, et provoqué ainsi localement quelques décollements à l'étage inférieur. Mais dans l'ensemble, le sol a été retenu par la forêt.

4) La moyenne vallée du *Guil*

Le secteur de la vallée du *Guil* situé entre *Chateau-Queyras* et *Abries*, présente deux versants fortement contrastés. La direction de la vallée SW—NE différencie nettement l'adret, anciennement cultivé, caractérisé par des sols minces et discontinus, résultant d'une longue érosion anthropique, et l'ubac couvert de forêt et de pâturages où les sols d'altération qui ont atteint une grande épaisseur (de 3 à 6 m), ne subissent que très localement, l'érosion torrentielle ou la solifluxion sous la forme de loupes de glissement.

Lors de la crue, des quantités d'eau importantes se sont infiltrées dans les sols, mais ont été ensuite bloquées dans leur descente par la roche en place moins perméable. De la sorte, la limite de liquidité a été souvent atteinte à la base des formations d'altération surtout là où elles descendaient en poches dans le substratum et où, de ce fait, les eaux subsuperficielles se sont concentrées. Le tapis de sol et d'herbe a été emporté par la masse liquéfiée et des arrachements se sont produits, donnant de petites niches qui évoquent des coups de cuillère, d'où le nom que nous leur avons donné. En contrebas la boue liquide de la poche qui avait crevé s'est vite étalée et passe parfois à des petits épandages dûs au ruissellement. Ces formes sont nombreuses surtout sur le haut versant entre *Aiguilles* et *Abries*. Des rainures torrentielles ont aussi incisé le versant, comme à l'ouest d'*Aiguilles* où la pente est raide.

Les ubacs ont beaucoup moins souffert car ils sont entièrement boisés. Il n'est pas apparu de véritables ravinements, mais les torrents préexistants ont tous réjoué, ainsi que de nouveaux talwegs qui se sont formés pour évacuer l'énorme débit de ruissellement. Certains d'entre eux ont édifié un cône avec le matériel enlevé aux rainures, d'autres ont engravé une partie du fond de la vallée du *Guil*. L'activité torrentielle du *Guil* s'en est accrue, et il a provoqué au pied du versant boisé, des sapements qui ont déclenché, juste au-dessus, des arrachements avec glissements par paquets. La couverture végétale se dégrade, et le sol devenu meuble risque de souffrir de ravinements. Les glissements gagnent d'ailleurs peu à peu vers le haut.

Les vallées de l'*Aigue Agnelle* et de l'*Aigue Blanche*

Les deux vallées se situent dans un même ensemble géologique constitué par la série des schistes lustrés. Toutes deux présentent des adrets au pendage conforme, en pente plus douce, et des ubacs au pendage contraire avec des abrupts rocheux et une pente plus raide.

Les adrets ont été beaucoup moins touchés que les ubacs par les pluies déluvienne de 1957, quoique celui de l'*Aigue Agnelle* ait été plus affecté que celui de l'*Aigue Blanche* à cause de sa pente plus raide. Le ruissellement diffus a été intense au pied des éboulis de gravité qui couronnent les crêtes rocheuses. Il a été nourri par les eaux de fonte des neiges, infiltrées dans ces éboulis. Des décollements en coups de cuillère et des glissements par solifluxion se sont produits surtout entre le Rif des *Rousses* et le Rif du *Pasquier*. L'érosion torrentielle s'est également intensifiée en déclanchant des ravinements souvent impressionnants (Rif des *Rousses*). Les eaux en dévalant la pente, ont entraîné un matériel considérable dans les torrents. Des talwegs ont joué en couloirs d'avalanches qui ont nettoyé les dépôts morainiques des versants. Des blocs atteignant jusqu'à 3 mètres y ont été transportés. C'est ainsi que d'importants cônes de déjection se sont construits : cônes du Rif du Bois *Ousselat*, du Rif du *Pasquier*.

Sur le versant de *St Veran*, les phénomènes géomorphologiques se réduisent à une érosion diffuse en altitude, et au sapement des berges du Rif de *Ste Luce*, et du Rif des *Lacs*.

Les ubacs sont dominés par des parois abruptes des schistes qui fournissent d'impressionnants éboulis de gravité. Ces versants raides et boisés ont été l'objet d'une érosion par avalanches, puis écoulement torrentiel. Les couloirs ont connu, à partir de 2700—2800 m, juste en-dessous de la crête rocheuse, une activité

considérable: ils ont été nettoyés des matériaux de gélivation qui s'y étaient accumulés; ces débris ont nourri des cônes de déjections assez importants, le plus souvent étalés sous la forêt (Rif de l'*Ubert* et un talweg nouvellement apparu juste à l'Est).

D'autres avalanches ont été trop rapprochées ou trop mal situées pour que leurs couloirs puissent ensuite canaliser un écoulement liquide. Leur effet a été bien moindre car elles se sont généralement arrêtées dans la forêt et n'ont pas atteint le pied des versants. Il n'en reste pas moins que c'est le nettoyage des couloirs de toutes sortes par les avalanches qui a fourni la grosse masse de matériaux qui est arrivée dans le fond de vallée. Ces mêmes avalanches ont également provoqué les embâcles de neige, de boue, de blocs et de troncs qui ont complètement modifié la dynamique des torrents principaux.

6) Le haut-bassin du *Guil*

Dans le haut-bassin du *Guil*, comme dans les vallées de l'*Aigue Agnelle* et de l'*Aigue Blanche*, l'évolution géomorphologique des versants lors de la crue diffère nettement sur les adrets et sur les ubacs malgré des conditions lithologiques et tectoniques semblables.

Un adret typique est constitué par le versant du *Guil* en aval de l'*Echalp*, où se sont formés de nombreux coups de cuillère dans les formations d'altération. De plus les torrents (de *Bataille*, de *Combe Morelle*, du *Pis*), ont transporté du matériel arraché au pied des éboulis, et sont venus engraver leurs cônes de déjections. Certains de ces torrents, comme celui de *Pis*, qui entaillent des gorges dans les schistes, les ont nettoyées des formations d'altérations qui s'y étaient formées dans les anfractuosités rocheuses et ont emporté les quartiers de roche devenus friables sous l'effet de la météorisation.

Un autre adret, celui du versant gauche aval du *Segure*, est lacéré de rainures profondément entaillées, qui ont fonctionné lors de la crue sous l'effet du ruissellement concentré. Les torrents ont le plus souvent réentaillé leurs cônes antérieurs à la crue de juin 1957, et ont fourni des apports importants au Torrent de *Segure*.

Dans la haute-vallée du *Guil*, les adrets sont également caractérisés par des ravins assez rapprochés où les eaux ont dévalé en incisant fortement la couverture végétale.

Sur les ubacs, boisés, enneigés, couverts d'épaisses formations d'altération, les loupes de glissement ont absorbé l'eau jusqu'à saturation et la limite de liquidité a été souvent dépassée. Les loupes se sont alors déchirées dans leur partie inférieure et ont donné naissance à de petites coulées boueuses qui se sont étalées jusqu'à une cinquantaine de mètres de leur point de départ. Tel est le cas du versant du Grand Bois de *Segure* où les coulées sont situées en majorité aux environs de 2000 m d'altitude et sur une pente de 24°.

Les ubacs sont caractérisés en outre par un ruissellement massif concentré en ravins, très rapprochés et qui entaillent toute la hauteur des versants. Ces torrents affluents ont apporté une charge solide importante au haut *Guil*, et ont ainsi contribué à l'exceptionnelle activité du torrent lors de la crue de juin 1957.

Enfin, dans l'ensemble du bassin, une série de modifications se sont produites au pied des versants sous l'effet des torrents.

L'écoulement des torrents a été caractérisé, lors de la crue, par :

— son abondance exceptionnelle, résultant d'une alimentation par des pluies très fortes et par les eaux de fonte des neiges, et d'un ruissellement presque intégral, en altitude, sur la neige glacée. Il semble que le débit du Guil ait atteint les 1000 m³/sec. en moyenne pendant la pointe de la crue.

— son caractère saccadé, dû à une suite de ruptures d'embâcles, souvent violentes. En effet, dans les vallées affluentes étroites, de nombreuses avalanches ont dévalé des crêtes jusqu'aux talwegs et ont obstrué momentanément les torrents avec des blocs et, surtout, des troncs de mélèzes fauchés dans la forêt. Ces barrages de boue, de neige fondante et de troncs n'ont pas tenu longtemps en face des débits considérables réalisés. Ils ont cédé, déclanchant une débâcle, qui a balayé le fond de vallée sous la forme, d'une véritable chasse d'eau, très violente. Très souvent, les débâcles se sont produites en chaîne, un barrage, en cédant, provoquant la destruction des autres. Le phénomène ne s'est pas limité aux affluents. Sur le Guil, il a fonctionné également du fait que la quasi-totalité des ponts se sont bouchés de troncs de mélèzes et ont été finalement emportés lors d'une pulsation de courant plus violente que les autres.

Les chasses d'eau déclanchées par les ruptures d'embâcles ont joué un très grand rôle géomorphologique. Elles ont donné des débits de pointe, de courte durée, certes, mais extrêmement élevés et ont accéléré énormément le courant qui a revêtu, parfois, la forme d'une vague déferlante, comme lors de la rupture d'un barrage. En petit, le phénomène a été analogue à celui qu'a déclanché la catastrophe de Malpasset (5). La compétence a été alors énorme: le *Guil* a roulé, dans sa gorge, au Pont de la Mort, des blocs de 35 t., l'*Aigue Blanche*, à la tête de son cône, des blocs de 10—12 t. Les pavages de gros blocs morainiques, qui s'étaient formés au Tardiglaciaire, ont été détruits, principalement dans les gorges de raccordement et dans les lits en pente raide. Nous avons trouvé des blocs de roches vertes, matériel très dur, où des marmites avaient été entaillées, qui ont été déplacés de plusieurs centaines de mètres et mis sens dessus dessous. Partout où le pied des versants était formé de dépôts meubles, il a été violemment sapé, le lit s'élargissant en force pour laisser passer ces débits de pointe sans commune mesure avec les débits de crue normaux. En même temps, la destruction des pavages permettait, par endroits, une reprise de l'entaille verticale.

Sauf dans les gorges de roche dure, le pied des versants a été déséquilibré et a subi des ablations importantes par sapement qui ont accentué sa pente. Une certaine érosion régressive de versant a été ainsi déclanchée. Elle revêt essentiellement la forme du glissement par paquets, la résistance au cisaillement des formations meubles à matrices argileuses ayant été dépassée. Des pans de produits argileux d'altération des schistes lustrés, avec parfois un peu de moraine, se sont ainsi détachés, lors même de la crue, sur des hauteurs de 5 à 15 m en général. Exceptionnellement, là où les dépôts sont plus épais, comme au Grand Bois de *Segure*, le glissement peut atteindre 30 à 50 m. Le départ d'un premier paquet foirant sur sa base déclanche généralement d'autres cisaillements qui gagnent vers le haut, ce qui donne à la partie supérieure, des masses glissées, une disposition en marches d'escalier, avec des gradins subhorizontaux séparés par d'énormes fissures. Le mécanisme gagne loin sur les pentes raides et ne s'arrête qu'une fois

(5) Voir J. TRICART, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 1960, n° 4-5-6.

la roche saine dégagée. Il est naturellement favorisé par un pendage conforme. Ces glissements induits sont très différents des glissements en loupes qui s'amorcent sur le versant lui-même. Ils sont déclenchés par l'évolution des talwegs tandis que les loupes ne dépendent du talweg que dans la mesure où son entaille donne au versant une pente suffisante pour leur déclenchement.

Conclusion

La crue de juin 1957 a donc constitué, sur le plan de l'évolution géomorphologique comme sur le plan économique, une véritable catastrophe. Elle s'est accompagnée de phénomènes exceptionnels, sans précédent au cours de tout le Postglaciaire puisque des pavages mis en place lors du retrait des glaciers et stables depuis ont été détruits. Un ruissellement hors des normes n'a pu être évacué par les talwegs dont le réseau s'est avéré insuffisant. Le seuil de surface nécessaire au déclenchement du ruissellement concentré s'est abaissé. De la sorte, la crue a provoqué un renforcement de la densité du réseau hydrographique avec apparition de talwegs élémentaires nouveaux et modification de l'ordre des talwegs plus importants, antérieurs à la crue.

Or, même une catastrophe de cette ampleur, modifiant brutalement, en 48 heures, le faciès de la dissection, n'a pas permis un transit normal des débris grossiers depuis les crêtes des interfluvés jusqu'à l'issue du bassin, bien qu'on se trouve en région montagneuse au relief vigoureux. Les argiles et limons arrachés au bassin du Guil ont été charriés jusqu'au Rhône. Nous avons pu les identifier encore près d'Avignon. Les sables ont atteint la vallée de la Durance, mais s'y sont accumulés en grandes masses dès le débouché du Guil, quoique leur abondance reste encore grande jusque vers Serre-Ponçon. Les galets, par contre, n'ont subi que des transports de quelques kilomètres. La pierraille arrachée aux flancs des crêtes a été généralement abandonnée au pied même du versant sous la forme d'accumulations parfois gigantesques qui ont recouvert les cônes de déjections souvent fixés depuis la récurrence de froid de la Nouvelle Toundra. Très faible est la proportion de matériel qui a été entraînée par le torrent principal. La charge des torrents principaux s'est, en effet, constituée directement aux dépens du fond de vallée et du pied des versants sapés. L'étude que nous avons faite nous montre des substitutions de charge incessantes, à échelle de 2 à 3 km pour les galets de moins de 24 cm, moins encore pour les éléments plus gros. Dans les gorges, les débris sont charriés par effet de chasse d'eau, mais dès que la zone inondable s'élargit, ils sont abandonnés dans l'axe du lit et le courant, rejeté contre le pied des versants, arrache par sapement ce qui lui permet de reconstituer sa charge.

Ces observations jettent une lumière nouvelle sur le problème de l'évolution des versants et d'autres études en cours, notamment dans les Cévennes, nous montrent qu'elles sont généralisables.

Le transit régulier des débris des crêtes à la mer est en grande partie le résultat de l'imagination. Même en montagne, même lors de crues exceptionnelles, il n'affecte que les produits dissous et les troubles. Sables et galets dans le cas des Alpes, sables grossiers et galets dans celui des Cévennes sont soumis à des phénomènes de substitution de charge qui ne permettent pas leur évacuation lointaine dans un laps de temps comme le Postglaciaire. Dans ces conditions,

un prétendu état d'équilibre caractérisé par le cheminement régulier des débris depuis les interfluves jusqu'au niveau de base est un mythe.

Il résulte de cette constatation, tirée de l'étude systématique d'une dizaine de vallées et de l'analyse de plusieurs centaines de formations alluviales, que l'évolution des versants n'est pas aussi étroitement conditionnée par celle des talwegs qu'on ne l'admet généralement. Le plus souvent, la liaison n'est qu'indirecte et le réseau hydrographique n'intervient qu'en dégageant un potentiel morphogénétique, constitué par la dénivellation entre talwegs et crêtes et par la pente du versant. Exceptionnels sont les cas où, directement, le lit des torrents déclanche l'évolution des versants en les sapant. Bien plus souvent, le versant évolue à partir du haut, sous l'effet de mécanismes qui ne doivent au creusement des cours d'eau que la vigueur de la pente sur laquelle ils s'exercent et dont la valeur constitue un seuil pour leur déclanchement: éboulis de gravité, solifluxion en loupes, avalanches, ruissellement diffus, glissement de pierrailles aidé par les pipkrakes et le ruissellement etc... Ces mécanismes sont directement commandés par les facteurs morphoclimatiques, couverture végétale comprise, et réagissent ainsi immédiatement aux modifications de l'équilibre morphoclimatique, indépendamment des talwegs et beaucoup plus rapidement qu'eux. Que cette modification d'équilibre provoque une arrivée plus massive de débris grossiers, et le fond de vallée s'ennoie sous une nappe alluviale qui résulte, justement, de l'inexistence d'un transit généralisé des cailloutis jusqu'au niveau de base marin. Ces alluvions, remuées à faible distance, sont médiocrement usées. Elles le sont d'autant moins que le transit est plus mal assuré et que, par conséquent, l'ennoyage est plus intense. Tel est le mécanisme qui rend compte des terrasses climatiques. La généralité de ces dernières témoigne de la généralité du mécanisme lui-même, et confirme le bien-fondé de notre conception sur les relations qui existent entre l'évolution des versants et celle des talwegs.

Zusammenfassung

Das Becken des Guil, im Mittel 2000 m hoch, liegt im Briançonnais zwischen der Durance und der italienischen Grenze. Sein Untergrund besteht aus schwach metamorphen Schiefern mit Diabasintrusionen, die von einem lückenhaften Moränen-Schleier überdeckt sind. Vor der Überschwemmung von Juni 1957 war die Erosion in diesem stark bewaldeten (40 %), von Grünland und nur wenigen Feldern eingenommenen Gebiet schwach. An den sonnigen Hängen wurden ehemalige Ackerstücke durch Bachrisse zerfurcht. Die Wildbäche transportierten wenig Schutt und schnitten sich nur langsam ein. Dörfer, die auf ihren Schuttkegeln angelegt waren, erlitten Schäden nur durch örtlich begrenzte Hochwässer in Zeitabständen von einem oder zwei Jahrhunderten. Hauptsächlich auf den Schattenseiten der Täler und unter Wald war die Verwitterung sehr stark und bildete einen tonigen Verwitterungsboden von mehreren Metern Mächtigkeit, der noch Steine und Blöcke enthielt. Erscheinungen des Bodenfließens mit Schlipfen spielten sich besonders in den Gebieten ab, in denen Wiesenbewässerung betrieben wurde.

Das Hochwasser von Juni 1957, das den Charakter einer Katastrophe annahm und im geomorphologischen Geschehen der Post-Glazialzeit kein vergleich-

bares Beispiel hat, leitete eine beschleunigte Hangentwicklung ein. Zahlreiche Wasserrisse schnitten sich ein, fegten die Schuttkegel weg und wandelten sich hangabwärts in Muren um. Unter der Einwirkung des Starkregens, der 48 Stunden anhielt, wurden die Hänge zerschluchtet. Die durch die Schuttkegel aufgestauten Wildbäche schwollen zu Sturzfluten an und rissen Flußbettbefestigungen weg, die überwiegend während mehr als 1000 Jahre stabil gewesen waren. Sie schnitten sich ein und bewegten gewaltige Schuttmassen, die sie dann wieder auf den Schuttfächern ablagerten. Der Tt. du Peinin hat auf seinem Schuttfächer in 48 Stunden 100 000 cbm Schutt abgelagert, mehrfach soviel, als er seit dem Beginn der Post-Glazialzeit bisher abgelagert hatte. Infolge der Tiefen- und Seitenerosion wurde das Kräfte-Gleichgewicht der tieferen Hangteile gestört und es ergaben sich zahlreiche Rutschungen, die ihrerseits wieder eine Phase beschleunigter Entwicklung für lange Zeit einleiten, sofern die Wildbäche nicht korrigiert werden.

Auf den Schieferhängen hat der wassergesättigte Boden örtlich die Fließgrenze erreicht; es entwickelten sich Schlammströme, die Abrißnischen von einigen Metern Durchmesser erzeugten, kleine Zungen in Wiesen und Weiden vorschoben und weitere Zerschneidungen hervorriefen.

Dieses Katastrophen-Hochwasser, das hauptsächlich unter dem Einfluß der Flußstauungen entstand, rief abrupte Veränderungen von beträchtlichem Ausmaß im morphologischen Bild hervor. Die Schuttmassen, die dabei in Bewegung gerieten, übertreffen die Masse des gesamten Schuttes, der seit Eintritt des gegenwärtigen gemäßigten Klimas bewegt wurde. Die Talböden wurden grundlegend verändert. Besonders muß die Geschwindigkeit dieser Veränderungen hervorgehoben werden; denn die Flutwelle hat nicht länger als zwei Tage angehalten. Sie hat eine allgemeine Instabilität hervorgerufen, in deren Gefolge eine Aktivierung der Vorgänge der Hangformung vor sich geht, die noch für eine gewisse Zahl von Jahren anhalten dürfte. Eine Stabilisierung der Hänge setzt Messungen voraus, wie sie bei den Untersuchungen des Centre de Géographie Appliquée entwickelt werden.

Summary

The basin of the Guil-River which lies at an average of 2.000 meter is located in Briançonnais province between Italy and Durance valley. The ground consists of hardly metamorphised schists with some ophitic intrusion and till deposits.

Before the flood which occurred in June 1957, this river basin was only slightly eroded, because of large areas devoted to woodland (40 %) and pasture, and small ones to arable land. On the sunny slopes, former fields had been stripped out by wash. But torrential erosion was remaining unimportant, with very slow down-wearing of the beds and little alluvial load. Villages were built up on their fans and suffered damage only every one or two centuries. Mainly on the shadow side of the valleys, and under forest, weathering was very active and clay-products with stones and boulders were well developed, several meters thick. Solifluction, with swelling topography affected them, mainly where they suffered irrigation for the meadows.

The floods of June 1957, whose character was catastrophic and without any similarity with the conditions prior to it, has initiated a period of accelerated morphogenesis. During the flood, a huge number of avalanches stripped out the talus from their ways and, sometimes, transformed themselves, when running down, into mud-flows. Heavy rains, of 48 h. of duration, gullied the slopes. The streams, dammed out by the avalanches, destroyed their bed-pavements when they broke these dams. Many of these pavements were shaped thousands years ago, at the beginning of the actual period of temperate climate. Thus, the channels were rapidly entrenched and enormous quantities of talus were poured down into the valleys, on the fans. For instance, the Tt. du Peinin has laid down, during the flood, in 48 h., about 100 000 m³ of material, more than the total accumulation during the Holocene. This deepening of the beds and the associated lateral erosion destroyed the equilibrium of the lower slopes, which has originated many slumps. They shall continue over years, with regressive erosion towards the upper slopes if no artificial measures are taken to stop the renewed torrential activity. On schists, the earth, saturated with water, passed the liquidity limit and mud flows occurred, with small cirques of a few meters in diameter, and mud-tongues spread upon the meadows and pastures.

This catastrophic flood, mainly under the influence of the damming of streams by avalanches, has very rapidly and deeply modified the morphogenetic system. Big quantities of alluvium were moved within a few hours. They are greater than the total quantity transported since the beginning of the present temperate climate period and have completely altered the valley bottom topography. We must stress the rapidity of this morphogenetic crisis: the whole flood took less than 48 h. It has originated a general disequilibrium in the morphogenetic conditions and initiated a period of activation of the slope process, whose duration shall be, at least, of several years. A stabilization of the slopes can be obtained only through artificial action the characters of which have been determined by the studies that have been asked to the Centre de Géographie Appliquée.

The pseudokarren and exfoliation forms of granite on Pulau Ubin, Singapore

Report on selected series of photographs

TSCHANG HSI-LIN, Hongkong

With 5 figures and 14 photos on plates

A. INTRODUCTION

Pulau Ubin is a small island, which is situated at the northeast of Singapore, and within the Johore Strait. The island is oblong in shape, with a maximum length from east to west of about 4 and a half miles, and a maximum length

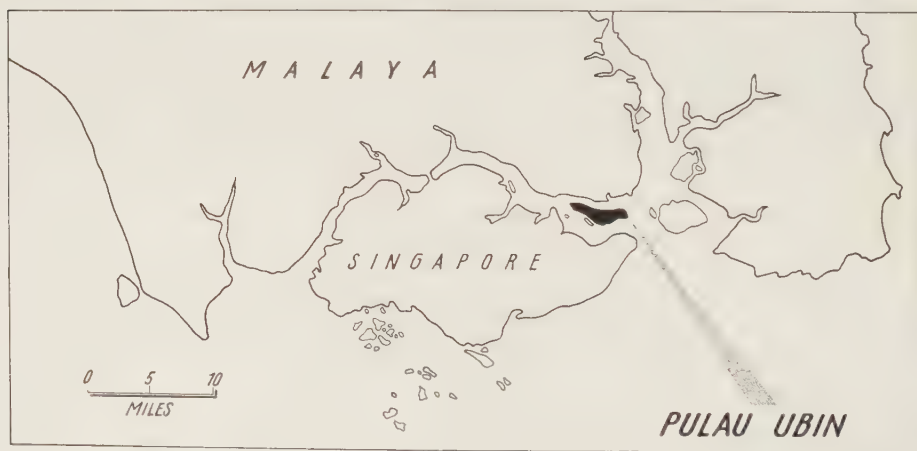


Fig. 1. Map showing location of Pulau Ubin

from south to north of 1 and a half miles. It is a granite island dotted with low hills, narrow plains and wide swamps. The marine swamps penetrate from north to south, forming an extensive and continuous patch in the central part of the island, separating the island into two parts. The western hills are higher than the eastern ones. The 250-foot hill lies near the south coast being the highest point of this island. Narrow marginal plains fringe the hills and slope down



Fig. 2. Relief map of Pulau Ubin

imperceptibly from the hills toward the swamps. In the hot and wet tropical environment, the granite is deeply weathered, forming boulders of different sizes and thick lateritic soils. The pseudokarren and exfoliation forms so far we have found are all situated on the bare surfaces of those boulders.

B. PSEUDOKARREN FORMS

I. The research history of pseudokarren forms

The grooved surfaces of limestone and other calcareous rocks are known as the "Karren" in German or "lapiés" in French. Similar features developed in non-calcareous or silicate rocks are known as the "Pseudokarren" (KLAER [1956]) in German and "pseudolapiaz" (RONDEAU [1958]) in French. There are many previous works bearing on pseudokarren and related forms in different parts of the world: 1. BAUER, M. (1898) for Seychelles; 2. BRANNER, J. C. (1898) for North Brazil; 3. NORDENSKJOLD, O. (1914) for South Greenland; 4. BLANCK, E. (1919) for Mittelgebirge, Germany; 5. PALMER, H. S. (1927) for Hawaiian Islands; 6. THORBECKE, F. (1927) for Cameroon; 7. MAULL, O. (1930) for Itatiaia, South Brazil; 8. FREISE, W. (1933) for Brazil; 9. HELBIG, K. (1940) for Bangka, Indonesia; 10. CARLE, W. (1941) for Vigo of Spain; 11. BÜLOW, K. v. (1942) for NW Spanish and Bretonian Coasts; 12. PANZER, W. (1954) for Hong Kong; 13. WILHELMY, H. (1954) for Serra do Mar, Brazil; 14. WISSMANN, H. v. (1954) for North China; 15. KLAER, W. (1956) for Corsica; 16. TRICART, J. (1957) for Ivory Coast; 17. RONDEAU, A. (1958) for South Corsica.

From papers mentioned above we know that the vertical distribution of pseudokarren and related forms is very wide: they are found on mountains 2787 meters in altitude (Itatiaia, Brazil) and also occur just above the sea level (Seychelles, Bangka). Their horizontal range is also rather wide: they are found in tropical regions (Seychelles, Brazil, Hawaiian Islands, Cameroons, Bangka, Hong Kong and Ivory Coast), in temperate regions (Spain, Germany, North China and Corsica) as well as in polar regions (Greenland). Besides a few exceptions, those forms occur almost entirely in wet districts.

II. Distribution of pseudokarren forms on the island

The horizontal distribution of pseudokarren forms in Pulau Ubin is quite irregular. They are well developed in the western part of this island, particularly in the western extremity. Besides this, they are scattered along the southeastern coastal region and the smaller islands nearby. The eastern and northeastern parts of the island seem to be entirely devoid of such forms. They are found on hill tops, hill slopes and even down to the sea level. The highest record of pseudokarren forms so far as observed by us is 160 feet, in the western part of this island; and the lowest record is the stacks near the ferry point of the Pulau Ubin village and the Pulau Sekudu off the southeastern coast. They seem particularly well developed in places which are exposed to the rain wash attack, such as the hill tops and islands in the sea.

III. Measurement of pseudokarren forms

a) The direction and slope angle of pseudokarren bearing surfaces. From our observation, the direction of pseudokarren bearing surfaces are mostly toward



A. Types of pseudokarren-bearing surfaces:

Plate 1. Vertical pseudokarren-bearing surface at the left of the photo and overhanging pseudokarren-bearing surface at the right. The lower right part is light in color, and the remainder with dark crust. The pseudokarren grooves are interrupted by joints at the upper left part. Western Pulau Ubin



Plate 2. Oblique pseudokarren-bearing surface. The upper part with pseudokarren forms and the lower part with exfoliation forms. Western Pulau Ubin



B. Types of pseudokarren grooves:

Plate 3. Deeply grooved type of pseudokarren forms with sharp ribs. Southeastern Pulau Ubin, near the sea shore



Plate 4. Shallowly grooved type of pseudokarren forms with dark crust and light fresh surface which are resulted from exfoliation Southern Pulau Ubin



C. Pseudokarren forms and joints:

Plate 5. Pseudokarren forms follow joints. The small shallow furrows running obliquely are joints, and the large deep furrows are pseudokarren grooves. At the lower left part of the photo is light in color and the remainder with dark crust. Western Pulau Ubin



Plate 6. Pseudokarren grooves interrupted by joints. Western
Pulau Ubin



Plate 7. Vertical pseudokarren grooves cut across horizontal or oblique joints. This is to show that the pseudokarren grooves are younger than the joints. Western Pulau Ubin



D. Location of pseudokarren forms:

Plate 8. Hill top pseudokarren forms. Notice the abundance of joints. Western Pulau Ubin



Plate 9. Sea shore pseudokarren forms at low tide. The lower part is covered by whitish oysters and balanus. Southern Pulau Ubin



E. Types of exfoliation forms:

Plate 10. Exfoliation forms with thin scales or layers. Eastern Pulau Ubin



Plate 11. Exfoliation forms with moderate thick slabs. Eastern Pulau Ubin



Plate 12. Exfoliation forms with thick slab intercalated between thin layers. Southeastern Pulau Ubin, near the sea shore



F. Location of Exfoliation forms:

Plate 13. Coastal exfoliation forms with many thin layers. The lower part is covered by whitish oysters and balanus. At the right central part is stacks with pseudokarren forms. Southeastern coast of Pulau Ubin



Plate 14. Hill slope exfoliation forms with outer dark crust and inner white fresh surface. Western Pulau Ubin

the northwest. (NW : 10, SE : 4, SW : 3, NE : 3.) Whether this has any relation with the wind direction and rainfall we are not in a position to draw immediate conclusions.

The relationship between surface angle and the formation of pseudokarren forms is quite clear. According to the measurement, the inclination of most pseudokarren bearing surfaces are greater than 60 degrees, very few occur in below 60 degrees, and none of them is found below 28 degrees. ($80-90^{\circ}$: 11, $70-80^{\circ}$: 4, $60-70^{\circ}$: 4, $50-60^{\circ}$: 1, $40-50^{\circ}$: 1, $30-40^{\circ}$: 1, $28-30^{\circ}$: 2.) This is perhaps an evidence to explain that these forms are formed chiefly by the mechanical process of rain wash.

b) Size of grooves. There are three ways of observing the size of pseudokarren grooves: the length, the width and the depth. The shortest groove is only 25 cm in length and the longest groove attains 620 cm in length. The majority of them range from 50 cm to 500 cm. The length of each groove is naturally determined by the height of the boulder, so it bears no definite relations with the width or the depth of the grooves.

The greatest ratio between depth and width is 1 : 11.67, and the smallest ratio is only 1 : 0.33. The majority of them fall in the range between 1 : 1 to 2.5. The greatest ratio between depth and length is 1 : 100, and the smallest ratio is 1 : 15, the majority fall in the ratio below 1 : 30, particularly those which are below 1 : 20.

IV. Shapes of pseudokarren forms

The normal form of pseudokarren grooves are long and straight furrows, but some are oblique. The origin of these grooves may be due to the unevenness of the initial surface. They are very few grooves whose inclination is below 50 degrees, and none of them occurs horizontally. The cross section of these grooves is shallow basin-like, deep trench-like or in other forms. The ribs (Rippen) between the grooves may be rounded and smooth, or rough and irregular. By



Fig. 3. Map showing distribution of pseudokarren forms on Pulau Ubun

observation, we know that wide and shallow grooves are usually separated by rounded and smooth ribs; and narrow and deep grooves are usually separated by sharp and irregular ribs. The grooves may bifurcate, some bifurcating upward, some bifurcating downward, but the former is much more common than the later. Grooves usually occur at the surface which are devoid of joints. Some grooves are interrupted by the joints, some grooves can even cross the joints. Pseudokarren forms may occur concurrently with exfoliation forms and are distributed in different parts of the same boulder. As a rule, the pseudokarren forms occur on steep surfaces and the exfoliation forms on flatter surfaces (such as on the top surface or on the lower flatter part of the boulder). On the surface usually are barren, sometimes with mosses; but within the grooves sometimes may growing ferns and herbaceous plants. Those forms situated above the sea or along the coast, usually covered by a layer of marine benthos such as oysters and balanus. These marine organisms usually occurred below high tide line, the white oyster and balanus band at the lower part of the pseudokarren and the dark crust of the weathering rock at the upper part is quite remarkable.

V. Types of pseudokarren forms

From the description mentioned above, based upon the different morphological points of view, pseudokarren forms may be classified in different systems:

a) According to the inclination of the pseudokarren bearing surfaces. We have two types of pseudokarren forms: 1) The vertical type, in which the surface --- ribs and grooves --- is vertical or nearly vertical, sometimes even overhanging. This type of pseudokarren forms seems to occur in any environment, both in the hill top or near the sea level. It is the most common type of pseudokarren forms in this region. The deeply grooved and the most well-developed pseudokarren forms belong almost entirely to this type. 2) The oblique type, in which the surface is inclined in a high angle, usually greater than 60 degrees. This type is not so common, and seems mostly confined to the hill top or the hill slope.

b) According to the depth of the grooves. 1) The deep grooved type, in which the grooves are deep and the alternating ribs are rough and angular. It usually belongs to the vertical type and occurs mostly on the hill top or near the sea level. The density of grooves is usually great. 2) The shallow grooved type, in which the grooves are shallow and the alternating ribs are round and smooth. The density of grooves is usually small.

c) According to the relationships between pseudokarren forms and joints. 1) Pseudokarren forms devoid of joints: most ribs and grooves of the pseudokarren forms are devoid of joints, particularly those forms which occur near the coast. 2) Pseudokarren forms with joints: some of the ribs and grooves cut across the joints; this usually occurs on hill tops. As regard the direction of joints, we divided them into three kinds: one is nearly vertical, one nearly horizontal, and another is oblique. In the case of vertical joints, the pseudokarren grooves may follow the joint course. In the other two cases, the pseudokarren grooves always cut across the joints. In the initial stage of development, the ribs and grooves usually are interrupted by the joints; but during the later stage, because the development of grooves is much faster than the widening or deepening of the joints, the joints may become interrupted by the grooves. From this, we know that the joints are perhaps older than the grooves.

d) According to the location and origin of pseudokarren forms. 1) „Echten Karren“: they occur on the higher places out of the influence of both tides and waves. The basis of the formation of such forms is the mechanical process of the rain wash and helped by the chemical process of the rain water. 2) „Brandungskarren“: they usually occur near the coast or the small island where tides and waves are easily attacked. The basis of formation of such forms is the mechanical process of rain wash and helped by the chemical process of the salt water and wave attack (WILHELMY [1958]).

C. EXFOLIATION FORMS

I. Previous works on exfoliation forms

The natural splitting of massive rocks into curved sheets is known as “exfoliation” (KING [1951]) in English, “désquamation” (DERRUAU [1956]) in French, and “Desquamation” (RICHTHOFEN) or “Abschuppung” (WILHELMY [1958]) in German. There are many previous works bearing on exfoliation forms in different parts of the world: 1. LOBECK, A. K. (1939) for Asheville (North Carolina), Nubian Desert (NE Sudan), Adirondacks (New York), Stone Mountain (Georgia) and Yosemite Valleys (California); 2. MARTONNE, E. DE (1940) for Corcovado (Rio de Janeiro); 3. RABCEWICZ, L. V. (1944) for North Norway; 4. GENTILI, J. (1949) for SW Australia; 5. KING, L. (1951) for Matopo Hills



Fig. 4. Map showing distribution of exfoliation forms on Pulau Ubin

(S Rhodesia) and Paarl Rock (Cape Province); 6. BRANSON, E. B. and others (1952) for Independence Rock (Wyoming) and Virginia Dale (Wyoming); 7. MACHATSCHKE, F. (1954) for Central Brasil; 8. WILHELMY, H. (1954) for North Colombia; 9. KNETSCH, G. (1955) and REFAL, E. (1955) for Karnak (E Egypt); 10. LAUTENSACH, H. (1955) for Ischia Island (Italy); 11. KLAER, W. (1956) for Corsica; 12. WORCESTER, P. G. (1957) for Colorado and Mohave Desert (S California); 13. LOUIS, H. (1960) for Chingenge (Angola).

From above we know that the distribution of exfoliation forms is very wide: they are found in tropical regions (Sudan, Brasil, S Rhodesia, Colombia

and Angola), in temperate regions (U. S. A., SW Australia, S Africa, E Egypt, Italy and Corsica), and as well as the polar regions (N Norway). Exfoliation forms occur both in arid and humid regions. In the arid region, the basis of the formation of such forms is chiefly by the mechanical process of weathering; and in the humid (particularly those of the humid tropics), it is chiefly formed by the chemical process of weathering.

II. Distribution of exfoliation forms

The horizontal distribution of exfoliation forms in Pulau Ubin is much more even than that of the pseudokarren forms. They occur nearly in every part of the island: eastern, central and western. They also occur in every gradation of altitude, from hill top, hill slope and down to the sea level.

III. Measurement of exfoliation forms

a) The direction and slope angle of exfoliation forms. The direction of exfoliation forms as we have measured is mostly toward the southeast (SE 9, NE 7, NW 5, SW 4), next comes the northeast, and then northwest and southwest. It seems that there are no definite relationships between the direction and the exfoliation bearing surfaces.

The inclination of most exfoliation bearing surfaces are below 40 degrees, very few occurred on above 60 degrees. This is perhaps due to the fact that the mechanical work of rain wash may not be the chief cause for the formation of exfoliation forms.

Slope angle	60-70	50-60	40-50	30-40	20-30	10-20	8-10
Exfoliation surfaces	2	6	2	11	2	7	2

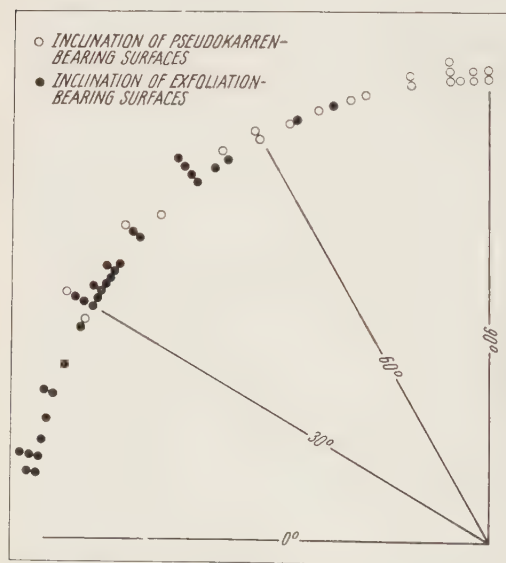


Fig. 5. Diagram illustrating inclination of pseudokarren and exfoliation-bearing surfaces

b) The number and size of exfoliation scales. The number of concentric or parallel layers of exfoliation forms is highly variable. The minimum number is only one, and the maximum number attains 26; but the majority of them is from 1 to 5 layers. By observation the exfoliation forms found near the coast usually have much more layers than those in other localities.

The thickness of individual layers also varies considerably. The thinnest layer is only 0.1 cm in thickness, while the thickest layer attains 11.9 cm in thickness. The thickness of most layers is below 3 cm. These scales are usually thick in the center and gradually thin out toward the margin; they are also thicker in the outer layers than those in the inner

layers. There are exceptions, of course, for instance, in an outcrop near the southeastern coast, one thick slab is intercalated between two zones, an outer zone and an inner zone, both have many thin scales.

Thickness of single layer cm

	9-10+	7-9	5-7	3-5	1-3	0.5-1	0.1-0.5
Number of layers	2	2	3	15	18	17	7

IV. Surface features of exfoliation forms

Exfoliation forms are usually found in the top and slope of granite boulders. They are very seldom occur at the basal part of the boulders. They may cover one surface in one direction only, or they may cover a greater part of the boulder. They usually interrupted by joints, and they are very seldom or never co-exist with pseudokarren forms. The surface is usually devoid of organisms, except the mosses. Below high water level, sometimes there is a covering of whitish oysters and balanus on the boulder. Between the layers, if the crack space is wide enough, may grow ferns and other herbaceous plants.

D. CONCLUSION

Though our observation is so fragmentary, and our measurement is far from complete, the following conclusions seem rather distinct:

I. The chief cause for the formation of pseudokarren forms is rain wash, as it is evidenced by the fact that: a) the pseudokarren bearing boulders are usually exposed in occurrence, b) the grooves are usually vertical in arrangement, and c) as already mentioned, the inclination of most pseudokarren bearing surfaces are greater than 60 degrees, very few occur below 60 degrees, and none has been found below 28 degrees.

II. The chief cause for the formation of the exfoliation forms is chemical weathering, especially by solution, hydration and oxidation, at it is evidenced by the fact that: a) the climatic environment of Pulau Ubin is hot and wet, while the daily and annual range of temperature (12.3°F and 3.7°F respectively) are both small; b) they occur both as exposed and as sheltered in environment; c) most exfoliation bearing surfaces are below 40 degrees in inclination; and d) the exfoliation forms near the coast usually have much more layers than those on other higher localities.

III. The relationships between pseudokarren and exfoliation forms is rather interesting: a) in the same boulder, if the pseudokarren form is well developed, the exfoliation form is usually absent or not so well developed, and vice versa; b) if these two forms co-exist in the same boulder, then pseudokarren forms usually occur on the steeper slope, and the exfoliation forms on the gentler slope (such as on the top of the boulder).

IV. The relationships between pseudokarren forms and joints on the one hand, and exfoliation forms and joints on the other are rather alike. In a boulder with many cracks or joints, the pseudokarren and exfoliation forms are both absent. With a few exceptions, the pseudokarren and exfoliation forms are usually obstructed by the joints.

V. In short, the interesting forms of pseudokarren and exfoliation are the natural results of weathering in hot and wet climatic environment. The former

(pseudokarren) is chiefly formed by mechanical weathering (rain wash) though chemical processes may operate simultaneously; and the later (exfoliation) is chiefly formed by chemical weathering (solution, hydration and oxidation), here the mechanical processes may also have some influence on the formation of such forms.

Comparison between pseudokarren and exfoliation forms in Pulau Ubin:

	Pseudokarren forms	Exfoliation forms
1. Slope angle	steep	gentle
2. Exposure	exposed	exposed or sheltered
3. Height	well developed in any altitude	particularly well developed near the sea level
4. Origin	chief cause: mechanical weathering	chief cause: chemical weathering

Zusammenfassung

Der Verfasser legt dar, daß sich aus seinem, wenn auch fragmentarischen, Beobachtungsmaterial und den allerdings noch unvollständigen Messungen, deutlich einige Erkenntnisse ableiten lassen:

1. Die Grundursache der Pseudokarrenbildung ist die Abspülung, da a) die von Pseudokarren überzogenen Blöcke sich in exponierter Lage befinden, b) die Furchen normalerweise in Gefällrichtung angeordnet sind, c) die Neigung der meisten durch Pseudokarren gegliederten Flächen größer als 60° ist, Pseudokarrenflächen unter 60° Neigung selten und niemals flacher geböscht sind als 28° .
2. Die Grundursache für die Bildung von Zwiebelschalen ist die chemische Verwitterung, besonders durch Lösung, Hydratation und Oxydation, weil a) das Klima von Pulau Ubin feuchtheiß mit geringen tages- und jahreszeitlichen Schwankungen (7°C bzw. 2°C) ist, b) die Zwiebelschalen sowohl an der Oberfläche als auch eingebettet vorkommen, c) die meisten Oberflächen mit Zwiebelschalenverwitterung etwa 40° geneigt sind, und d) die Zwiebelschalen in Küstennähe normalerweise viel mehr Lagen aufweisen, als in höher gelegenen Stellen.
3. Die Beziehungen zwischen Pseudokarren und Zwiebelschalen sind aus folgenden Gründen interessant: a) wenn Pseudokarren an einem Block gut entwickelt sind, fehlen Zwiebelschalen oder sind wenigstens nur schwach ausgebildet; b) wenn beide Erscheinungen am gleichen Block auftreten, finden sich Pseudokarren normalerweise am steileren, Zwiebelschalen am flacheren Gehänge (und auf dem Gipfel).
4. Pseudokarren und Klüfte sowie Zwiebelschalen und Klüfte schließen sich gegenseitig aus: Blöcken mit zahlreichen Sprüngen und Klüften fehlen Zwiebelschalen und Pseudokarren; bis auf einige Ausnahmen werden sie durch die Klüftung zerstört.
5. Pseudokarren und Zwiebelschalen sind normale Verwitterungserscheinungen im heiß-feuchten Klima. Pseudokarren werden vornehmlich durch mechanische

Einwirkungen (Abspülung), vielleicht bei gleichzeitiger Einwirkung chemischer Prozesse gebildet; Zwiebelschalen entstehen durch chemische Verwitterung (Lösung, Hydratation, Oxydation), mögen aber in ihrer Ausbildung auch durch mechanische Vorgänge beeinflusst sein.

Résumé

De ses observations, bien qu'elles soient fragmentaires, et de mesures certainement encore incomplètes, l'auteur tire les quelques conclusions nettes suivantes:

1 — La cause fondamentale de la formation des pseudolapiés est le lavage par le ruissellement car a) les blocs couverts de pseudolapiés se trouvent en situation exposée, b) les sillons sont orientés dans la direction de la pente, c) l'inclinaison de la plupart des surfaces entaillées par des pseudolapiés est supérieure à 60° , les surfaces à pseudolapiés de moins de 60° sont rares et ne sont jamais inférieures à 28° .

2 — La cause fondamentale de l'exfoliation est la désagrégation chimique, en particulier par dissolution, hydratation et oxydation parceque a) le climat de Pulau Ubin est chaud et humide avec de faibles variations de température annuelles et diurnes (2°C et 7°C), b) les écailles existent aussi bien à la surface qu'interstratifiées, c) la plupart des surfaces attaquées par la desquamation sont inclinées d'environ 40° et d) les écailles proches de la côte montrent régulièrement beaucoup plus de couches que celles situées plus haut.

3 — Les relations entre pseudolapiés et écailles de desquamation sont intéressantes à étudier a) si les pseudolapiés sont bien développés sur un bloc, les écailles manquent ou ne sont que très peu formées; b) si les deux phénomènes sont représentés sur le même bloc, les pseudolapiés se trouvent régulièrement sur les pentes les plus raides, les écailles sur les plus faibles (et sur le sommet).

4 — Pseudolapiés et diaclases de même qu'écailles et diaclases s'excluent mutuellement. Les blocs avec de nombreuses lézardes et diaclases n'ont ni écailles ni pseudolapiés; à quelques exceptions près ils sont détruits par la fissuration.

5 — Pseudolapiés et écailles sont des phénomènes normaux de désagrégation des roches en climat chaud et humide. Les pseudolapiés sont façonnés surtout par des actions mécaniques (ruissellement), peut-être par une action concomitante des processus chimiques; les écailles résultent de la désagrégation chimique (dissolution, hydratation, oxydation), mais peuvent être aussi influencés dans leur formation par des processus mécaniques.

Selected list of references:

1. ALEXANDER, F. E. S.: Report on the availability of granite on Singapore and the surrounding islands, Government Printing Office, Singapore. 1950.
2. BAKKER, J. P.: Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam, 1957.
3. BIROT, P.: Les dômes cristallines, Mémoires et Documents, Tome VI, Paris. 1958.
4. BLACKWELDER, E.: Exfoliation as a phase on rock weathering, *Journal of Geology*, **23**, 1925.
5. BRASON, E. B., and others: Introduction to geology, New York. 1952.
6. DERRUAU, M.: Précis de géomorphologie, Paris. 1956.
7. FARMIN: Hypogene exfoliation in rock masses, *Journal of Geology*. 1937.
8. KING, L. C.: South African Scenery, London. 1951.

9. KLAER, W.: Verwitterungsformen im Granit auf Korsika, Petermanns Geographische Mitteilungen, **261**, Gotha. 1956.
10. LOBECK, A. K.: Geomorphology, New York. 1939.
11. LOUIS, H.: Allgemeine Geomorphologie, Berlin. 1960.
12. RONDEAU, A.: Les "Boules" du granite, Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. 2, 3, Berlin. 1958.
13. TRICART, J.: Application du concept de zonalité à la géomorphologie, Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, **74**, 3, Leiden. 1957.
14. WILHELMY, H.: Klimamorphologie der Massengesteine, Braunschweig. 1958.
15. WORCESTER, P. G.: A text book of geomorphology, New York. 1957.

Hinweise auf geomorphologisches Schrifttum

P. CAZALIS ist der Ansicht, daß die Geographie sich von ihrem klassischen Ziel — dem Beitrag zum Verständnis des geographischen Milieus — zu entfernen und sich auf andere, mehr technische und eigentlich ungeographische Bereiche auszudehnen beginne. Daher sei es nötig, ihre Methoden und Grundlagen usw. neu zu definieren. Insbesondere seien Experiment und induktives Folgern nunmehr erforderlich. Wenn zwar die von CAZALIS geforderte Denkweise auch ohne Zusammenhang mit praktischen Zwecken schon seit langem angewendet worden ist, so sind seine Ausführungen über „*Géomorphologie et processus expérimental*“ doch sehr interessant und lesenswert. Sie hätten im übrigen wohl sehr gewonnen, wenn der Verf. auch nichtfranzösische Literatur herangezogen hätte. (Cah. de Géogr. de Québec 1960/ 1961, S. 33—50; engl. summ.)
H. M.

Auch für den Morphologen interessant sind die Ausführungen von J. L. M. GULLY und K. A. SINNHUBER über „*Isokartographie*“. Die Arbeit enthält u. a. ein erstaunlich umfangreiches Verzeichnis der zahlreichen gebräuchlichen und möglichen Iso-Linien, darunter recht viele morphologische. (Kartogr. Nachr. 11, 4, Gütersloh 1961, S. 89—99.)
H. M.

Vom 18. bis 25. April 1960 fand in Moskau „*The First Assembly of the Interdepartmental Geomorphological Commission*“ statt, worüber Y. A. MESHCHERYAKOV berichtet. An der Versammlung nahmen 300 Geomorphologen von allen möglichen wissenschaftlichen Instituten, von verschiedenen Ministerien und Praktiker von verschiedenen praktisch-wissenschaftlichen Institutionen teil. Zahlreiche Vorträge wurden gehalten, darunter einer von I. P. GERASIMOV über „*Main tasks and development trends of geomorphological research in the USSR*“. (Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachr. Akad. Wiss. UdSSR, Geogr. Ser., 1960, 5, S. 105—118, MESHCHERYAKOV, und S. 88—95, GERASIMOV; russ., engl. Übersetzung unter dem Titel „*The main tasks and trends...*“ in: Soviet Geogr., Review and translation. American Geogr. Soc., March 1961, S. 35—43).

Eine anschauliche Karte im Maßstab 1 : 800 000 der „*Reliefenergie in Niedersachsen*“ mit Begleittext hat K. BRÜNING veröffentlicht. Unter anderem werden die verschiedenen bisher entwickelten Methoden der Darstellung dargelegt und kritisch erörtert. Zum Schluß wird ein sehr vorsichtiger Hinweis auf die Anwendungsmöglichkeiten derartiger Karten der Reliefenergie gegeben. (Neues Arch. f. Niedersachsen 10 (15), 1, Hannover 1961, S. 1—16.)

Um das gleiche Problem bemüht sich H. KLIEWE an Hand der Oberflächenformen der Insel Usedom. Zu den bisher meist angewendeten Methoden der Höhendifferenzen innerhalb von Quadratfeldern fügt er noch eine weitere hinzu: die Länge von Isohypsen innerhalb von Quadratfeldern. Er selbst kommt jedoch zu dem Schluß, daß diese recht mühevoll Methode den Aufwand nicht mehr lohnt. (*Relief, Reliefenergie und Glaziärgenese des Spätglazials im Kartenbild*. Geogr. Ber. = Mitt. Geogr. Ges. d. Deutsch. Dem. Rep., 16, 1960, S. 139—151; mit russ. und engl. summ.)
H. M.

Die „*Mittlere Furchung des Oberflächenreliefs der Rumänischen Volksrepublik*“, also ungefähr die „*Reliefenergie*“ der deutschen Forschung, jedoch unter Benutzung eines russischen Verfahrens, erörtern T. MORARIU und A. SAVU unter Beigabe einer Karte 1 : 3 Mill. (Rev. de Géol. et Géogr. V, Bukarest 1961, 1, S. 133—144; deutsch.)
H. M.

Unter dem Titel „*Quantitative Tektonik*“ nimmt H. WEBER erstaunlich ablehnend zu französischen Arbeiten zur Berechnung und Verwertung des mittleren Fallwinkels von Schichten Stellung. (Geol. 1961, 3, S. 347—350; deutsch., franz., engl., russ. Zus.) H. M.

„*Die Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen*“ legt J. BÜDEL dar. Er stützt sich dabei auf seine schon öfter von ihm dargelegten Ansichten über die Verbreitung und klimatische Bedingtheit von Flächenbildungs- und Talbildungszonen und stellt sie nochmals zusammenfassend dar. Auf die m. E. grundsätzlich wichtigen Abweichungen seiner Kartendarstellung (Fig. 1) von den beobachtbaren Tatsachen geht BÜDEL leider nicht ein. (Die Naturwissenschaften 1961, 9, S. 313—318.) H. M.

Der Altai-Spezialist L. N. IVANOVSKI legt die verschiedenen Entstehungsmöglichkeiten von „*Epigenetic valleys in the Altai*“ dar: Durchbruch von Moränenstauseen, Wechsel von glazialer Überschüttung und Erosion, Laufveränderungen unter der Einwirkung von Nebenflüssen, nämlich eine Art Selbstanzapfung mit Bildung von Durchbruchstälern. (Известия Всесоюзного Географического Общества = Nachr. Geogr. Ges. Gesamtunion 1960, 5, S. 449—456; russ.) H. M.

T. MORARIU und AL. SAVU stellen „*Les types génétiques de lacs et leur répartition sur le territoire de la République Populaire Roumaine*“ zusammen. Fast alle erdenklichen Typen sind in Rumänien vertreten, insgesamt 10. Ihr Aussehen wird durch Fotos erläutert, ihre Verbreitung auf Kärtchen dargestellt. (Acad. Rép. Pop. Roum.: Rev. de Géol. et de Géogr. IV, 1960, 1, S. 163—199; franz.)

„*Paleogeographical Studies of Peat Bogs in Northern Japan*“ von Y. SAKAGUCHI sind zwar in erster Linie regional gemeint, stellen aber die Ergebnisse in weltweite Zusammenhänge und sind dadurch allgemein-morphologisch wichtig. (Journ. of the Faculty of Sc., Univ. of Tokyo, Sect. II, Tokyo 1961, S. 421—513; engl.) H. M.

„*Thermomineraler Karst des Budaer Gebirges, seine Probleme und eigenartige Formen*“ (Westungarn) werden von V. PANOŠ untersucht. Sehr verschiedenalterige und kompliziert gelagerte Kalkschichten wurden von hydrothermale Wasser unmittelbar oder mittelbar angegriffen, wobei auch ältere Karstformen umgestaltet wurden. Die Verkarstung ist im übrigen bemerkenswert gering, besonders an der Oberfläche. Horizontale Höhlensysteme spielen eine vergleichsweise große Rolle. Reiche Karstquellen treten auf. Vier Karstzyklen können ausgedehnt werden. (Práce = Acta Acad. Scient. Čechosl. Brno, XXXIII, 420, 1961, S. 277—336; tschech. mit deutsch. Zus.)

Die „*Rôle de l'érosion et de la corrosion dans le creusement d'un réseau karstique*“ untersucht PH. RENAULT. Bei der Lösung unterscheidet er „trois zones à l'intérieur des massifs calcaires“, eine oberflächliche, eine neutrale und eine Tiefenzone. Für die Tiefenlösung sei der jährliche Gang der Temperatur verantwortlich. So könne im dauernd heißen Klima keine Lösung in der Tiefenzone stattfinden, tiefe Höhlen sind dort selten. (Rev. de Géom. Dyn. 1960, S. 1—4.)

P. V. MOLITVIN legt auf Grund insgesamt 14-jähriger Messungen an zwei Flüssen am Ostabhang des Urals eine „*Investigation into hydrologic regime of karst rivers*“ vor. Eine Methodik dafür habe bisher gefehlt. MOLITVIN stützt sich besonders auf den Vergleich von Karstflüssen mit ähnlichen Flüssen in nicht verkarsteten Nachbargebieten („Analogie-Flüsse“), um so den jeweiligen karstbedingten, positiven oder negativen Anteil des Karstes am Abfluß zu erkennen. Er behandelt besonders die Fälle, wo der Abfluß durch den Karst aufgesaugt wird. Genaue Abfluß- und Versickerungszahlen werden gegeben. (Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachr. Akad. Wiss. UdSSR, Geogr. Ser. 1960, 6, S. 74—79; russ.) H. M.

M. J. DEMANGEOT macht auf das wichtige Problem der „*Pseudo-cuestas de la zone intertropicale*“ aufmerksam. Er versteht darunter Formen, die den echten cuestas zwar ähneln, in Wirklichkeit aber ganz anders entstanden seien, nämlich durch Pediplanation im Anschluß an Verwerfungen ohne Vorhandensein einer unterlagernden weichen Schicht. DEMANGEOT glaubt, was ich allerdings bezweifeln möchte, daß derartige Pseudo-cuestas häufiger seien als die echten — klassischen oder zufälligen — cuestas. Die umfangreiche deutsche Literatur über das Problem

der Schichtstufenlandschaft wird nicht zitiert. (Bull. de l'Assoc. de Géogr. Franç. 296—297, 1961, S. 2—16.) H.M.

Als Festgabe für den VI. INQUA-Kongreß in Polen im Herbst 1961 hat das Biuletyn Periglacialny den Band 10 (1961) besonders umfangreich und gehaltvoll herausgebracht. Der erste Teil (S. 9—168) gibt die auf der Sitzung der Periglazialkommission in Marokko i. J. 1959 gehaltenen Vorträge und Diskussionen wieder (R. RAYNAL, G. CHOUBERT, F. JOLY und R. RAYNAL, A. CAILLEUX, A. PUJOS, J. DYLIK, K. K. MARKOV, A. I. POPOV, J. DRESCH) und enthält Berichte über die damaligen Exkursionen; alles in französischer Sprache. Der zweite Teil (S. 169—338) bringt Aufsätze von R. W. GALLOWAY, S. KOZARSKI, L. LLIBOUTRY, H. MARUSZCZAK, J. E. MOJSKI, S. Z. ROSZYCKI, L. DUTKIEWICZ, T. KLATKA und S. SZCZEPANKIEWICZ über Periglazialerscheinungen u. ä. in der ganzen Welt, in Gebieten der Antarktis und im Nordpolargebiet, im östlichen Mitteleuropa, in Chile und in China.

Offenbar ebenfalls zu Ehren des INQUA-Kongresses hat das Bulletin de la Société des Sciences et des Lettres de Łódź, Bd. XII, 1961, eine Reihe morphologisch wichtiger polnischer Arbeiten aus der Schule JAN DYLIKs herausgebracht, alle in französischer Sprache, Nr. 7: J. DYLIK, *Quelques problèmes du Pergélisol en Pléistocène Supérieur*, Nr. 9: A. DYLIKOWA, *Structures de pression congélation et structures de gonflement par le gel de Katarzynów près de Łódź*, Nr. 10: T. KLATKA, *Indices de structure de champs de pierre des Łysogóry*, N. 11: J. WOJCIECHOWSKI, *Essai de l'identification des dépôts quaternaires d'après l'analyse minéralogique sur l'exemple de Katarzynów et de Dąbrowka près de Łódź*. H.M.

Die Zeitschrift „Geologie“ widmet das Heft 4/5 des Jahrganges 1961 dem VI. Kongreß der Internationalen Quartärvereinigung mit einer Reihe von Aufsätzen, die vorwiegend das Pleistozän des mittleren Norddeutschen Tieflandes und im Süden anschließender Mittelgebirgsgebiete betreffen.

In einer „*Note sur les périodes froides dans les Andes centrales péruviennes (région de la Oroya)*“ führen O. DOLLFUS und J. TRICART die dortigen Moränen auf drei Kaltzeiten zurück, von denen die älteste die weitaus größte, die jüngste die geringste Ausdehnung hatte, dafür aber eine große Verbreitung der Periglazialerscheinungen aufweist. (Extr. du C. R. Somm. des Séances Soc. Géol. de France 1959, 8, S. 236/237.)

In seiner Untersuchung „*Bearing of 'Shinshu Loam' on the Pleistocene Geology of Matsumoto Basin in Central Japan*“ benutzt K. KOBAYASHI die Eigenschaften der verschiedenen vulkanischen Aschen zur Gliederung und Datierung der Terrassen. Die Arbeit enthält u. a. zusammenfassende Angaben über die Höhenlage der eiszeitlichen und heutigen Schneegrenze und der heutigen und fossilen Höhengrenzen der Periglazialerscheinungen. Die Möglichkeit, das ältere, unter der Asche konservierte Relief zu konstruieren, wird angedeutet. (Journ. of the Fac. of Lib. Arts and Sc., Shinshu Univ., 10, Matsumoto 1960, S. 21—67; engl.)

ST. KOZARSKI hat „*Fossil congelifluction covers in the northern part of the Lushan (Central China)*“ in eigener Bereisung untersucht und zwei Kongeliflukts-Decken festgestellt, die er nach dem verschiedenen Grade der inzwischen erfolgten Laterisierung der Mindel- und der Riß-Vereisung zuordnet. Aus der Obergrenze der Kongelifluktion (1000 m) schließt KOZARSKI, daß die Schneegrenze während der größten (Mindel-) Vereisung 100 m höher gelegen haben muß, als sie v. WISSMANN (1937) mit 900 m berechnet hat. Ob ein solcher Schluß heute noch erlaubt ist, wo wir würmzeitliche Jungmoränen mit Periglazialerscheinungen kennen (vgl. die Hinweise oben 1959, S. 185 f., und 1960, S. 92), scheint mir allerdings fraglich. (Biul. Perigl. 10, Łódź 1961, S. 195—207; engl.) H.M.

W. BRAUCH legt, als Auszug aus einer 1953 abgeschlossenen Mainzer Dissertation, „*Die letzteiszeitliche maximale Temperaturdepression in Europa, erschlossen aus der Depression der Schneegrenze*“ dar. Das Vertrauen in die Zuverlässigkeit seiner interessanten Beweisführung leidet allerdings dadurch etwas, daß der Verf. anderen Autoren Ansichten unterstellt, die sie nicht haben. So z. B. ist mir nicht klar, wie ich betont auf die Liste derjenigen Autoren komme, die die Bedeutung der Niederschläge für die diluviale Schneegrenzsenkung nicht berücksichtigt haben. Jeder Kenner weiß, daß eher das Gegenteil der Fall ist. (Mainzer Geogr. Stud., Braunschweig 1961, S. 17—25.) H.M.

„Zur Gliederung des Jungpleistozäns im Grenzbereich von Linth- und Rheinsystem“ nimmt R. HANTKE verschiedene Umdatierungen und dadurch Umdeutungen des Endmoränenverlaufs vor, die auch über den lokalen Bereich Bedeutung für den Ablauf von Riß- und Würmkaltzeit haben dürften. (Geogr. Helvet. 1960, 4, S. 239—248; deutsch mit franz. Rés.) H. M.

„Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Klimageschichte Islands“ hat TH. EINARSSON vorgenommen: Allmähliche Klimaverschlechterung schon während des Tertiärs mit Vergletscherungen sogar schon im Jungtertiär, mindestens drei pleistozäne Eiszeiten und zwei Interglazialzeiten, die Gletscher der jüngeren Dryaszeit kaum größer als heute. Die höchsten spätglazialen Strandlinien 110 m über NN. Seit einigen Jahrtausenden erneute Transgression im Gange. Übersichtskarte zur Glazialgeologie Islands im Maßstab etwa 1 : 4,5 Mill. auf S. 44. (Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 6, Köln 1961, 52 S.)

„Sols fossiles dans les loess du Plateau de Lublin“ hat ST. NAKONIECZNY in Zusammenfassung eigener und bezugnehmend auf fremde Arbeiten untersucht. Er kommt zu einem Riß/Würm-interglazialen Bodenhorizont, darüber einem interstadialen Horizont der letzten (Baltischen- bzw. Würm-) Vereisung und dem obersten Lößverwitterungshorizont, der nur noch von Deluvium bedeckt ist. (Ann. Univ. Lublin, B, XV [1960], Lublin 1961, S. 51—61; franz. mit russ. und poln. Zus.)

H. BRAMER sieht auf Grund seiner Untersuchungen in Mecklenburg und einer kritischen Literatúrauswertung die wesentlichste Entstehungsursache der sogenannten „Aufpressungs-Oser“ in dem vertikalen Belastungsdruck des Toteises in der Nähe oszillierender Gletscherloben bei einem gleichzeitigen langsamen Auftauen des gefrorenen Untergrundes. (Bemerkungen zum Problem der Aufpressungs-Oser. Geol. 10, 1961, S. 480—492.) P. HÖLLERMANN

„Fossile Frostspalten und Eiskeile aus Hannover-Stöcken“ in einer synchronischen Vergesellschaftung beschreibt H. BRÜNING. (Neues Arch. für Niedersachsen 10 (15), 1. Göttingen 1961, S. 71—75.)

Im II. Teil seiner Untersuchungen über „The shape of New England Mountains“ (vgl. den Hinweis auf Teil I, oben S. 152) behandelt W. F. THOMPSON den Formenschatz der weniger stark vereist gewesenen Gebiete, wobei er die subalpine Stufe mit ihren sehr starken Abtragungsvorgängen der alpinen mit vergleichsweise flachen Hängen und geringerer Formungsintensität gegenüberstellt. (Appalachia, Journ. of the App. Mount. Club, 1961, S. 316—335.)

„Zur Frage der Entstehung der jungdiluvialen Mur-Terrassen“ äußert sich S. MORAWETZ. Er berücksichtigt besonders den raumzeitlichen Wechsel von Erosion und Akkumulation und die Besonderheiten der kaltzeitlichen Abflußverhältnisse. (Mitt. Österr. Geogr. Ges. Wien 1961, S. 57—70.)

„Der Übergang von Kryoturba-tions- zu Solifluk-tionsformen in der Frostschuttzone Spitzbergens“ ist von J. BÜDEL an Hand eines Prüffeldes auf der Barentsinsel untersucht worden. U. a. wurde die Stärke der jährlichen Abtragung auf Hängen verschiedener Neigung und verschiedener Materialbedeckung (Grobschutt oder Feinerde) gemessen. (Bayer. Akad. d. Wiss., Math.-Nat. Kl., Sitzung vom 13. 1. 1961.)

TURGUT BILGIN teilt unter dem Titel „On the Geomorphology of Kazdagi and its periglacial features“ erstmalig Beobachtungen aus dem Gipfelgebiet des Kas Dag (1700 m) am Golf von Edremit mit. Gefunden wurden Steinpolygone und -girlanden, Gehängekare, kryoturbat beeinflusste Horizonte, solifluidale Einebnungen sowie Felsenmeere. Sie treten auf Nordosthängen auf und dürften ins letzte Glazial zu stellen sein. (Rev. Geogr. Inst. Univ. of Istanbul 1960, 6, S. 50—60.) H. BRÜNING

H. OESCHGER und H. RÜTHLISBERGER ist es gelungen, mit Hilfe der Radiokarbonmethode Baumstrünke und Wurzeln zu datieren, die beim Rückgang des Aletschgletschers im ehemals eisbedeckten Gelände zum Vorschein gekommen sind. Die Ergebnisse deuten darauf hin, daß der Gletscher im 12. oder 13. Jahrhundert einen dem heutigen ähnlichen Stand erreichte und überschritt. Die Methode verspricht, wesentliche Beiträge zu der bislang erst sehr wenig bekannten Geschichte der Gletscher während des Mittelalters zu liefern. (Datierung eines ehe-

maligen Standes des Aletschgletschers durch Radioaktivitätsmessung an Holzproben und Bemerkungen zu Holzfunden an weiteren Gletschern. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeol. IV, 1961, S. 191—205.)
P. HÖLLERMANN

Über die „Ergebnisse der Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins in den österreichischen Alpen 1958“ berichtet zusammenfassend R. VON KLEBELSBERG. Für insgesamt 80 Gletscher wurde an 179 Marken das Zungenverhalten vom Sommer 1957 bis zum Sommer 1958 (in Einzelfällen 1956—1958) verfolgt. Mit Ausnahme des Längentaler Ferners (Stubai), wo der gefundene Pluswert unzuverlässig ist, hat der Rückgang bei allen Gletschern mehr oder minder stark angehalten. Er liegt mit wenigen Ausnahmen gewöhnlich unter 20 m, meist sogar unter 10 m. Im Westen des untersuchten Gebietes war der Rückgang im allgemeinen ausgeprägter als im Ostteil. (Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeol. IV, 1961, S. 241—252.)
P. HÖLLERMANN

W. AMBACH untersucht „Die Bedeutung des aufgefrorenen Eises (superimposed ice) für den Massen- und Energiehaushalt eines Gletschers“, nämlich des Hintereisferners in den Örtzaler Alpen. Der Anteil des aufgefrorenen Eises an der Jahresablation wurde zu 1,5 bis 8,6 % gefunden; der Anteil an der Ablation der winterlichen Schneedecke ist erheblich größer (5,1 bis 16,8 %, ausnahmsweise sogar bis 42 %). (Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeol. IV, 1961, S. 169—189.)
P. HÖLLERMANN

C. A. M. KING und W. V. LEWIS entwickeln „a tentative theory of ogive formation“, nach der echte Ogiven nur im Anschluß an Eisbrüche oder Lawinenfächer vorkommen können. Die Theorie von VARESHI (1942), nach der die Ogiven des Aletschgletschers durch primäre Firnschichtung entstehen, wird kritisch untersucht und in ihrer Beweisführung umgedeutet. In den Eisbrüchen des Austerdalsbreen (Norwegen) geht die primäre Firnschichtung verloren. Die dortigen Eisunterschiede zwischen „Sommer“- und „Winter-Eis“ treten im Zungenbereich talwärts der Eisbrüche in Form von Ogiven hervor, deren Deutlichkeit sich mit dem stärkeren Schmelzen des Sommereises und seiner Färbung durch neu hinzukommenden Staub noch verstärkt. (Journ. of Glaciol., vol. 3, No. 29, 1961, S. 913—939.)
P. HÖLLERMANN

„Kalkabsätze unter Kalkalpengletschern und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung heute gletscherfrei werdender Karrenformen“ werden von F. BAUER untersucht. Die schichtigen Kalkabsätze sind in Leelagen des Eisuntergrundes während der letzten Vergletscherung, wahrscheinlich überwiegend während des Rückganges seit 1850, entstanden. Das Auftreten solcher Kalkabsätze ermöglicht es, vom Eise freigegebene Karrenreste als Relikte von Bodenkarrern aus der Zeit vor 1600 zu erkennen. Dieser Nachweis erscheint mir nicht zuletzt darum wichtig, weil er auf eine zumindest örtlich verhältnismäßig geringe Glazialerosion der rezenten bzw. sub-rezenten Gletscher hinweist. (Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeol. IV, 1961, S. 215—225.)
P. HÖLLERMANN

„Über die Erosion von unter Eis fließendem Wasser“ macht W. TIETZE in Zusammenfassung einer 1958 veröffentlichten Dissertation „Über subglaziale aquatische Erosion“ interessante Mitteilungen. Er betont die Bedeutung des fließenden, besonders des subglazial und gespannt fließenden Wassers für die Entstehung vieler Glazialformen, so z. B. der U-Täler. Nur der Korrektheit halber sei erwähnt, daß dieser „Siphon-Effekt“, wie der Verf. ihn nennt, auch früher schon in den Grundzügen erkannt worden und sogar in morphologische Lehrbücher übergegangen ist. (Mainzer Geogr. Stud., Braunschweig 1961, S. 125—142.)
H. M.

In Fortsetzung früherer Untersuchungen (vgl. z. B. den Hinweis oben 1959, S. 319) behandelt H. MARUSZCZAK „Le relief des terrains de loess sur le Plateau de Lublin“, und zwar den allgemeinen Reliefcharakter der Lößbedeckung und die später hineingeschnittenen Formen. Die zeitliche Gliederung der Formungsvorgänge im Zusammenhang mit dem jeweiligen Klima wird durch eine Tabelle erläutert. Das heutige Lößrelief ist polygenetisch. In der Jetztzeit sei die Formung im übrigen sehr stark beeinflusst durch wirtschaftliche Maßnahmen, und zwar viel mehr als in den lößfreien Nachbargebieten. (Ann. Univ. Lublin, B, XV (1960), Lublin 1961, S. 93—122; franz. mit russ. und poln. Zus.)

A. KESIK untersucht die „Vallées des terrains loessiques de la partie Ouest du Plateau de Nałęczów“, wobei er der holozänen Formung ganz besondere Aufmerksamkeit schenkt. Von

der spät- und postglazialen Talbildung kann die (sehr dichte) holozäne Zerschneidung des Lößplateaus deutlich unterschieden werden. (Ann. Univ. Lublin, B, XV (1960), Lublin 1961, S. 123 bis 153; franz. mit russ. und poln. Zus.; interessante Kartenskizzen und ungewöhnlich schlecht reproduzierte Fotos.)

Mit ähnlicher Fragestellung und ähnlichen Ergebnissen, wenn auch knapper, behandelt J. BURACZYNSKI „*Les vallées de loess du Rostocze Occidental*“. Interessant die asymmetrischen Täler (a. a. O. S. 155—172).

Eine klimamorphologisch sehr wichtige Untersuchung über „*Verwitterungsdecken im südlichen Schwarzwald*“ hat R. ULLMANN durchgeführt. Er versucht dabei die frühere und die heutige oder subrezente Entstehung und Bewegung der Verwitterungsdecken sorgfältig zu trennen. Zu verschiedenen neueren Arbeiten und Methoden, etwa zu Index- und Regelungsmessungen, wird kritisch Stellung genommen. Schade, daß der Verf. seine positiven Ergebnisse nicht mit den teils sehr ähnlichen, teils auch ganz anderen Ergebnissen HÖVERMANNs aus dem Hochharz (1949) verglichen hat! (Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br. 50, 1960, S. 197—245.) H. M.

B. T. BUNTING untersucht „*the role of seepage moisture in soil formation, slope development, and stream initiation*“. Er stellt die Wege der seepage moisture und die Anreicherungsgebiete im Boden in Abhängigkeit von Hangwinkel und Orographie dar und entwickelt daraus u. a., warum Felstürme, wenn sie einmal geschaffen sind, der Abtragung besonders stark widerstehen. (Amer. Journ. of Sc., 259, 1961, S. 503—518.)

In einem „*Study on the Morphology of the Quartz Grains in the Consistence of Loess*“ zeigt J. BUTRYM, daß man aus dem Vorwiegen von Körnern mit glatter oder mit rauher Oberfläche keinen sicheren Schluß auf die Art des Transports ziehen könne, da man nicht wisse, ob die Rauheit physikalisch oder chemisch bedingt sei. (Ann. Univ. Lublin, B, XV (1960), Lublin 1961, S. 23—37; engl. mit russ. und poln. Zus.)

„*Une nouvelle méthode d'étude des régions calcaires*“, und zwar die Abtragung durch Lösung pro Jahr betreffend, entwickelt J. CORBEL. Er berücksichtigt dabei besonders die Härte des lösenden Wassers und den jährlichen Wasserabfluß. — Wenn CORBEL die Abtragungsgeschwindigkeit anderer Gesteine, etwa des Granits, dadurch zu erschließen sucht, ob der Kalk oder der Granit das jeweils höhere Relief bildet, so möchte ich allerdings gewisse Bedenken anmelden: Die Höhenlage derartiger Gesteine hängt u. U. viel mehr von der Tektonik, etwaigen Zwischenlagen usw. ab als unmittelbar von der eigenen Abtragungsgeschwindigkeit. Im übrigen kann nach meiner Kenntnis der Kalk auch in kalten ozeanischen Klimaten das Hochrelief bilden und vergleichsweise widerstandsfähig sein. Bisher wissen wir auf Grund der Untersuchungen von TRICART nur, daß in Wechselfrost-Klimaten die morphologische Härte des Kalkes paralysiert werden kann. (Rev. de Géomorph. Dyn. 1959, S. 45—48; mit engl. abstr.) H. M.

J. VOGT gibt „*Un exemple d'érosion anthropique convergente*“. Er behandelt dabei die beachtliche anthropogene Bodenzerstörung in Niederguinea und die Möglichkeiten ihrer Bekämpfung. (Actes du 84. Congr. National des Soc. Sav., Dijon 1959, Paris 1960, S. 211—213.) H. M.

Im Zuge der Straßburger Untersuchungen auf dem Gebiet der angewandten Geomorphologie legen J. TRICART und F. HIRSCH in Erweiterung und Korrektur amerikanischer Ableitungen die „*Relations entre le débit et la superficie des bassins fluviaux*“ auf mathematischer Grundlage dar. (Ann. de Géogr. Nr. 375, 1960, S. 449—461.) H. M.

Eine Auseinandersetzung über die Möglichkeit der Bildung von Wasser-Runsen unter Vegetation, besonders Wald, enthält der Aufsatz von C. A. COTTON „*La signification de la fossilisation d'un relief de microdissection sous le head en Nouvelle Zélande*“ nebst „*Réponse*“ von J. TRICART. (Rev. de Géomorph. Dyn. 1959, S. 30—33.)

Zu der Literatur über das bekannte Hochwasser von 1957 (vgl. zuletzt den Hinweis oben S. 85) kommt hinzu CH. VÉLASQUEZ, *La Cerveyrette. Étude physique, Étude de la crue de Juin 1957*. Sehr eingehende Darstellung der geologischen, glazialmorphologischen und meteorologischen Umstände, die zu dem Hochwasser geführt haben. Auch die morphologischen Auswirkungen werden genau dargelegt. (Straßburg 1960, 142 S.) H. M.

Sehr nachdenklich machen Beobachtungen von J. TRICART über „*Les modalités du transport des alluvions dans les rivières cévenoles*“. Selbst so starke Hochwässer wie die vom Herbst 1958 — wie sie nur alle zwei bis drei Jahrhunderte vorkommen — haben das etwas gröbere Material, so den Kies, nur höchstens 2 bis 3 km weit transportieren können. Da auch der sonstige Transport solchen Materials *sehr* langsam vor sich gehe (was mit Beobachtungen des Ref. übereinstimmt), so kommt TRICART zu dem Schluß, daß die heutigen (!) Bänke von größerem Material im Flußbett auf pleistozäne Periglazialwirkungen zurückgehen. Zwingt uns das nicht, unsere gesamten Anschauungen von der Flußerosion im gemäßigt-humiden Klima nochmals sorgfältig nachzuprüfen? (Bull. A. J. H. S. Nr. 20, 1961.) H. M.

S. V. BASS legt dar „*Interzonal features of melt water run-off in the mixed forest belt*“ am Beispiel der Mischwaldzone südlich des Waldaigebietes und auf Grund mehrjähriger Forschungen und der (russischen) Literatur. Die Zahlen über den Frühjahrsabfluß werden tabellarisch und in Diagrammen zusammengestellt und geordnet nach mechanischer Bodenzusammensetzung und Bewachungszustand (u. a. Wald, gepflügter Acker, Stoppelfeld usw.). Der Abfluß unter Wald ist im allgemeinen besonders gering. Er beträgt nur $\frac{1}{4}$ (bei Lehm Boden) bis $\frac{1}{20}$ (bei Sandboden) des Abflusses auf Wintersaat- oder Stoppelfeldern. In Waldsteppen- oder Steppengebieten ist der Frühjahrsabfluß unter Wald sogar praktisch Null. Unsere unmittelbaren morphologischen Feldbeobachtungen erhalten durch diese Arbeit interessante zahlenmäßige Bestätigungen und den erwünschten soliden Unterbau. (Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachr. Akad. Wiss. UdSSR, Geogr. Ser., 1961, 1, S. 89—95; russ.)

Eine wichtige Parallele bildet die Untersuchung von A. M. GRIN, *Problems of the formation of surface run-off in the different agricultural lands of the forest-steppe belt in the European part of the USSR*. Auch hier wird der Schmelzwasser-Abfluß im Frühling untersucht, geordnet nach ungefähr den gleichen Bewachungszuständen des Bodens wie in der Arbeit von BASS. Auch den Beziehungen zwischen Abflußmenge und Bodenabspülung ist GRIN nachgegangen, ebenso der Frage der Durchfeuchtung des Bodens vor und nach der Schneeschmelze. Interessant ist, daß der Abfluß unter Laubwald trotz des Vorhandenseins einer dünnen Eisrinde überaus gering ist. Sollte hier nicht ein Fehlschluß vorliegen? Daß sich nämlich infolge gedämpften Temperaturganges und des Zurücktretens der Strahlung das Schmelzen unter Wald (auch unter Laubwald!) über einen größeren Zeitraum verteilt und insbesondere sich gegenüber dem offenen Land verspätet, so daß man also eigentlich nicht gleiche Meß-Termine miteinander vergleichen sollte? Die Beantwortung dieser Frage scheint mir für die Beurteilung der wirklichen Boden-erosion unter Wald sehr wichtig! (a. a. O. S. 95—103; russ.) H. M.

H. ZANKL hat den „*Bergsturz am 6./7. Februar 1959 im Wimbachtal (Berchtesgadener Land), ein Beispiel für Bewegungsablauf und Erscheinungsform glazialer Bergstürze*“ unmittelbar nach der Katastrophe untersucht und kommt zu wichtigen Schlußfolgerungen. (Zeitschr. f. Gletscherkde. u. Glaz. IV, 3, 1961, S. 207—214.) H. M.

„*Der große Bergrutsch 1958 an dem Kalksteilufer nördlich Saßnitz auf Rügen*“ ist von TH. HURTIG sorgfältig untersucht und unter Beigabe interessanter Bilder dargestellt worden. Der Bergrutsch war bedingt durch die Lagerungsverhältnisse und ausgelöst durch einen regenreichen Winter. Er bestand aus zwei Vorgängen nebeneinander, einem eigentlichen Bergrutsch und einem Bergsturz. Das in das Meer gestürzte Material ist inzwischen (Frühjahr 1961) völlig aufgearbeitet. (Geogr. Ber. 18, 1, 1961, S. 1—9.) H. M.

G. M. BERUCHEV, K. R. BEISHVILI und S. M. FLEISHMAN legen „*The main types of mud-streams and the peculiarities of structural mud flows*“ dar. Nach dem Bewegungsmechanismus werden drei Typen von Schlammströmen unterschieden, von denen zwei eingehender behandelt werden. Früher von den Verfassern angestellte Experimente und die Naturbeobachtung bilden die Grundlage für die z. T. recht interessanten, aber doch etwas schematischen Ableitungen. (Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachr. Akad. Wiss. UdSSR, Geogr. Ser., 1960, 6, S. 24—28; russ.)

Y. P. BYALLOVICH, „*Interaction of erosional processes in the formation of reservoir coasts*“ leitet ein Schema sieben verschiedener Typen von Abrasionsküsten (mit zeitweiliger Anlagerung) ab. (Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachr. d. Akad. d. Wiss. d. UdSSR, Geogr. Ser. 1960, 6, S. 18—23.)

Mit der Glazialmorphologie des Schwarzwaldes beschäftigen sich mehrere Arbeiten im Jahrgang 1961 der Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br.: R. GERMAU, *Nachweis einer Transfluenz des Titigletschers ins Tal der Menzenschwander Alb* (S. 89—93; Beweisführung auf Grund von Erratica, Datierung nach Ansicht des Verf. unsicher), G. REICHEL, *Der würmzeitliche Ibach-Schwarzenbach-Gletscher und seine Rückzugsstadien* (S. 95 bis 107), M. PFANNENSTIEL und G. RAHM, *Die würmzeitlichen Gletscher des Talkessels von Präg* (S. 119—132; sie sind besonders großartig entwickelt.)

„Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel und ihre kartographische Darstellung“ werden von O. WITTMANN behandelt, wobei sich eine recht differenzierte Gliederung und Genese ergibt. Die Terrassenfelder werden zu drei Gruppen zusammengefaßt, die noch weiter zu untergliedern sind. Die Hauptmasse des Niederterrassenkörpers — heute durch die höchste Terrassenfläche repräsentiert — ist einheitlicher Entstehung (Vorstoßakkumulation des Frühwürm). Die tiefergelegenen Formen sind Erosionsniveaus, wobei die Erosion schon vor Hauptwürm begonnen haben muß. Nur das jüngste Terrassenfeld ist durch junge, holozäne Akkumulation (Ende der Bronzezeit) gebildet und in historischer Zeit wieder zerschnitten worden. (Basler Beitr. zur Geogr. und Ethnol., Heft 3, Ergänzungsheft zu Regio Basiliensis, Basel 1961, 46 S.)

P. HÖLLERMANN

E. KAISER stellt „Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen“ unter Zusammenfassung der Ergebnisse einer über 100jährigen Forschung und unter Hinzufügung neuester, mit modernsten Methoden gefundener Ergebnisse dar. Mehrere regionale Karten und eine große Tabelle der chronologischen Gliederung vom jüngsten Pliozän bis zum Subatlantikum sind beigegeben. (Aus „Köln und die Rheinlande“, Festschr. zum XXXIII. Deutsch. Geogr.-Tag Köln 1961, Wiesbaden 1961, S. 236—278.)

H. M.

Die Frage „*Pénéplaine unique plio-pléistocène et couverture tertiaire ayant noyé des dépressions préexistantes en Haute-Belgique?*“ muß nach den Darlegungen von P. MACAR und J. ALEXANDRE und entgegen den Anschauungen von CH. STEVENS verneint werden. (Bull. Soc. belge de Géol., Paléont., Hydrol., Bruxelles 1960, S. 295—315.)

In einer kurzen Zusammenschau „Zum Pleistozän Schleswig-Holsteins“ zeigt K. PICARD u. a., daß Schleswig-Holstein seine äußere Urform mit dem Entstehen der Ostseefurche während der „Treene-Wärmeschwankung“ (= Warmphase zwischen Saale- und Warthezeit) erhielt. Die auffällig dichte Staffelung der Endmoränen des Gebietes gehe auf das Aufsteigen von Salzstrukturen durch Eisbelastung zurück. (Neues Jahrbuch f. Geolog. u. Paläontologie, Mh., 1961, 4, S. 189—199.)

Der gleiche Verfasser kommt auf Grund von morphologischen, pedologischen und paläobotanischen Untersuchungen zu einer Untergliederung der Warthezeit in ein (älteres) „Winnert-Stadium“ und ein (jüngeres) „Hennstedt-Stadium“, die durch das „Mildstedt-Interstadial“ getrennt werden. Die beiden Stadien dürften dem sogen. „Lamstedt-Stadium“ und dem Warthestadium i. e. S. des niedersächsischen Raumes entsprechen. (K. PICARD, *Zur Untergliederung der Saalevereisung im Westen Schleswig-Holsteins*. Zeitschr. d. Deutschen Geolog. Ges. 112, 1960, S. 316—325.)

P. HÖLLERMANN

Auf Grund von Tiefbohrungen geht A. JOHANNSEN den interessanten Beziehungen zwischen dem Verlauf pleistozäner Rinnen bzw. Förden und trogförmigen Tiefenzonen (Senkungsräumen) auf präpleistozänen Oberflächen nach. Er hält „salinar-tektonische Einflüsse“ für maßgeblich. (*Ur-Anlagen pleistozäner Förden und Rinnen in Schleswig-Holstein*, Geol. Jahrb. 77, 1960, S. 271—308.)

P. HÖLLERMANN

N. K. JACOBSEN arbeitet „*Types of sedimentation in a drowned delta region. Examples from the salt-marsh area at Tønder*“ heraus. Und zwar legt er vom gleichen Punkt des Geestrandes aus strahlenförmig vier Längsschnitte. Ihr Vergleich gestattet, die Differenzierungen der Sedimentbedeckung und der Fazies in Abhängigkeit von der holozänen Veränderung des Meeresspiegels zu erkennen. (Geogr. Tidsskrift 59, København 1960, S. 58—69; engl.)

Auf Grund einer Überwachung der jütländischen Westküste in der Zeit 1959/1960 gibt J. T. MØLLER eine Beschreibung der Topographie und der Morphologie eines Teils der dortigen Wattenküste unter Beifügung von zwei bunten Spezialkarten 1:10 000. (*Vadehavskysten Emmerlev-Ballum*. Folia Geogr. Danica VIII, 3, 1961; dän. mit engl. summ.)

Einen Gesamtbericht über diese Überwachung gibt A. NIELSEN: „*The organization of research work in South-West Jutland*“ mit interessanten Watt-Bildern. (Geogr. Tidsskrift 59, København 1960, S. 1—9; engl.) H. M.

In einem Beitrag „*Zur klimatischen Morphologie des Alpensüdrandes; Untersuchungen in den Moränenamphitheatern der Etsch und des Gardasees*“ hat sich K. A. HABBE auf Grund von bodenkundlichen und morphologischen Kriterien für die von vielen italienischen Forschern (COZZAGLIO, VENZO u. a.) vertretene Datierung der Moränen entschieden, wonach ihre Mehrzahl der Rißeiszeit und nicht der Würmeiszeit angehört (Nachrichten d. Akad. d. Wiss. Göttingen, II. Math. phys. Kl., 1960, Nr. 10, S. 179—203).

In Auseinandersetzung mit der vorgenannten Arbeit kommt O. FRÄNZLE zu dem Ergebnis, daß die pedologischen Verhältnisse durchaus für die schon von A. PENCK und anderen deutschen Forschern vertretene Moränengliederung sprechen, wonach die Mehrzahl der Gardasee-Moränenwälle der Würmeiszeit zuzuordnen ist (Braunerde-Bedeckung), während nur die undeutlichen Züge am Chiese-Fluß ins Riß zu stellen sind (Braunlehm-Bedeckung). Anschließend beschreibt FRÄNZLE interessante fossile Böden auf Riß- und Würmlößen des Alpensüdrandes (*Bemerkungen zur Gliederung und Paläoklimatologie des oberitalienischen Pleistozäns, insbesondere des Gardasee-Gebietes*, Erdkunde 15, Bonn 1961, S. 68—73.)

Weitere Beiträge von O. FRÄNZLE zu diesem Problemkreis sind die „*Untersuchungen über Ablagerungen und Böden im eiszeitlichen Gletschergebiet Norditaliens*“ (Erdkunde 13, Bonn 1959, S. 289—297) und die Beobachtungen über „*Interstadiale Bodenbildungen in oberitalienischen Würm-Lößen*“ (Eiszeitalter u. Gegenwart 11, Öhringen 1960, S. 196—205).

P. HÖLLERMANN

Anläßlich der Tagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft im August 1961 in Wien ist ein Führer „*Exkursionen durch Österreich*“ (Wien 1961) erschienen. Er enthält einen Aufsatz von H. FRANZ über „*Die Böden Österreichs*“ (S. 5—20), von G. JANEKOVIC „*Über das Alter und den Bildungsprozeß von Pseudogley aus pleistozänem Staublehm am südwestlichen Rand des pannonischen Beckens*“ (S. 184—189) und fünf bzw. sechs bodenkundliche Exkursionsrouten durch die verschiedensten Teile Österreichs. Fast alle Beiträge enthalten morphologisch wichtige Angaben. H. M.

H. MENSCHING behandelt „*Die Rias der galicisch-asturischen Küste Spaniens. Beobachtungen und Bemerkungen zu ihrer Entstehung*“. Die früher gängige Erklärung (ertrunkene Täler) trifft bekanntlich nicht mehr zu. MENSCHING entwickelt, insbesondere aus der Höhenlage von Strandterrassen, daß der Wechsel von interglazialen Überflutungsphasen mit glazialzeitlichen Erosionsphasen an einer Gezeitenküste zur Bildung von Rias mit ihrer schlauchartigen Form erforderlich war. Epirogenetische Heraushebung und eustatische Schwankungen werden berücksichtigt. (Erdkunde 1961, 3, S. 210—224; mit engl. summ.: „*The Rias of the Galician-Asturian coasts of Spain*“.) H. M.

H. PASCHINGER untersucht die „*Quartäre Formenwelt im Fußgebiet der Sierra Nevada Spaniens*“. Drei Pluvialzeiten seien dort wahrscheinlich; die kaltzeitliche Solifluktion ging bis 800 m herab. Kräftige pluvialzeitliche Flächenspülung und Korrasion. (Erdkunde 1961, 3, S. 201—209; mit engl. summ.: „*Quaternary landforms in the foothill region of the Spanish Nevada*“.)

„*Geomorphological conditions of the Koniar plateau*“ untersucht A. KEMÉNY. Er schreibt der Tektonik, und insbesondere auch jungen tektonischen Bewegungen, große Bedeutung für die Umformung der tertiären Rumpflfläche zu und teilt die Karstformen (Dolinen) zwei Phasen zu, einer tertiären und einer rezenten. (Geogr. Čas. = Geogr. Zeitschr. XIII, Bratislava 1961, 2, S. 104—139; slov. mit ziemlich ausführl. russ. und engl. summ.)

Bei einer Untersuchung über „*La Limite Pliocène-Pléistocène et la stratigraphie du Quaternaire en Bulgarie*“ hat D. JARANOFF quartäre Ablagerungen von mehr als 300 m Mächtigkeit festgestellt. (Rev. Bulg. Geol. Soc. XXII, 1961, S. 187—204; bulg. mit franz. rés.)

Als ein Ergebnis der i. J. 1956 unter Leitung von M. EWING durchgeführten Mittelmeer-Tiefsee-Expedition mit dem Forschungsschiff R. V. „Vema“ hat M. PFANNENSTIEL eine Anzahl (bisher 5) bathymetrische Karten des (östlichen) Mittelmeers herausgebracht und im Bulletin de l'Institut Océanographique, Monaco, Nr. 1192, 1960, ins Einzelne gehende Erläuterungen dazu veröffentlicht. U. a. hat das östliche Mittelmeer viel mehr, und zwar auch aktive Vulkane, als man bisher wußte. (Deutsch mit ausführl. franz. und engl. Zus.)

Die „Ancient glaciation in the mountainous part of the Abkhazian ASSR“ (Kaukasus) äußert sich nach K. G. MGHELADZE in heutigen Karen, Karseen, stufenförmigen Cirken, Trogtälern und Moränenablagerungen. Sie ist geringer, als manche Forscher bisher annahmen. Immerhin waren 20% der Fläche ehemals vereist, während heute nur kleine Kargletscher auftreten. Die tiefsten unmittelbaren Glazialspuren reichen bis 1200/1250 m Meereshöhe herab; auf den südexponierten Hängen finden sie sich wesentlich höher. Die quartäre Schneegrenze wird von MGHELADZE aus den damaligen untersten Gletscherenden auf 2000 bis 2100 m Meereshöhe berechnet. Die Schneegrenz-Depression betrage also nur 700 m und nicht 1300 m, wie manche bisher auf Grund einer Fehleutung quartärer Flußablagerungen annahmen. (Известия Всесоюзного Географического Общества = Nachr. Geogr. Ges. Gesamtunion 1960, 5, 433—436.)

H. M.

„Recherches géomorphologiques dans la haute Galilée israélienne: La région de Safed“ haben D. NIR und A. YAIR durchgeführt. Die Arbeit behandelt u. a. die morphologische Widerständigkeit der Gesteine, die morphologischen Einheiten des Gebiets, die Morphologie der Karst- und der Basaltplateaus, der Täler und ihrer Hänge und Terrassen. Kärtchen der Gesteine und ihrer Struktur und ein morphologisches Übersichtskärtchen sind beigegeben. (Rev. de Géogr. Alp. 1961, 3, S. 511—535.)

„Beobachtungen im Ostpontischen Gebirge unter besonderer Berücksichtigung der Kaltzeitformen“ auf Grund seiner zahlreichen Reisen faßt G. STRATIL-SAUER zu einem Gesamtbilde zusammen. Es handelt sich vorwiegend um würmzeitliche Glazialformen, die mehr oder minder frisch erhalten sind. Ihre Höhenlage wird genau angegeben und in einer Tabelle (S. 23) zusammengefaßt. (Mitt. Österr. Geogr. Ges. Wien 1961, S. 1—24.)

Einen zusammenfassenden Überblick über „Land Deformation in Japan“ gibt E. INOUE unter Berücksichtigung auch der Ursachen der tektonischen Bewegungen. Die heutigen land deformations seien eine Fortsetzung der känozoischen und durchaus beachtlich. Wichtig ist auch die geologische Zweiteilung Japans durch INOUE in den Nordosten und den Südwesten. Die land deformations im Nordostteil Japans sind merklich geringer als die im Südwesten. (Bull. Geogr. Survey Inst., Ministry of Constr., Japan, VI, 1960, 2—3, S. 73—134; engl.)

H. M.

„Undulatory Crustal Deformations of Upper Pleistocene Terrace in Japan“ untersucht S. KAIZUKA. Den Hauptwert legt er dabei auf die flächenhafte Ausdehnung. Die Verbiegungen teilt er in drei Typen: folded, intermediate, warped. (Geogr. Studies pres. to Prof. T. TSUJIMURA in honour of his 70th birthday, 1961, S. 119—131; japan. mit engl. summ. und engl. Erklärung der Figuren.)

„Geomorphological Analysis of Terrace Plains — Fluvial Terraces along the River Kuji and the River Ara, Kantō District, Japan“ untersucht T. MACHIDA durch Vergleich besonders der Talquerschnitte längs der Flüsse und mit Hilfe der von F. ZEUNER (1933) angegebenen Methode der Analyse von Flußschottern. Besonderen Wert legt der Verfasser auf die Auswirkungen der tektonischen Bewegungen auch der jüngsten Zeit. (Sci. Rep. Tokyo Kyokiu Daigaku, Sect. C, Geol., Min., Geogr. 7, 64, Geogr. Inst. Tokyo 1960, S. 137—154; engl.)

Die KANTO LOAM RESEARCH GROUP (Tokyo) hat Untersuchungen „On the geological age of the Hanaizumi bed, Mammalian deposits of the glacial age, north-east Japan“ angestellt. Man hatte diese Ablagerungen im Anschluß an MATSUMOTO bisher für spätpliozän gehalten, während geomorphologische, stratigraphische, paläontologische, archäologische, sedimentologische und paläoklimatologische Untersuchung und die C₁₄-Datierung das spätpleistozäne Alter — Würm II — erweisen. Die Verbindung der japanischen Inseln zum asiatischen Festland habe bis zu dieser Zeit noch bestanden. (Earth Sc., Journ. Assoc. for the Geol. Collaboration in Japan 53, 1961, S. 28—31; engl.)

Auch „*The Kanto Loam and the Quaternary chronology of the Kanto district, Japan*“ ist von der gleichen Forschergruppe mit neuen Ergebnissen untersucht worden. Dortige Meerestransgressionen und -Regressionen werden durch glacio-eustatische Schwankungen erklärt. (a. a. O. 54, S. 32—39; engl.)

G. BEAUDET und G. MAURER haben „*Dépôts et morphogenèse quaternaires dans la vallée inférieure de l'oued Lao*“ (etwa 40 km SSE von Tetuan) untersucht und dabei den Hauptwert auf die verschiedenen Niveau-Flächen und Terrassen gelegt. Das Verhältnis eustatischer Schwankungen zu den Klimaänderungen während des Quartärs wird erörtert. (Notes Marocaines 15, Rabat, 1961, S. 13—25; franz.)

F. JOLY macht in Form eines „Compte-rendu de thèses“ eine ausführliche Inhalts-Zusammenfassung seines im Druck befindlichen Werkes „*Etudes sur le relief du Sud-Est marocain*“. Behandelt werden die strukturellen Gegebenheiten, die alten topographischen Landoberflächen, die Einschachtelung der Formen und die quartären morphogenetischen Systeme, die Anlage des Entwässerungsnetzes, die Fundamentaltypen des Reliefs. (Notes Marocaines 15, Rabat 1961, S. 53—55; franz.)

G. HALDEMANN hat „*Das Stromgebiet des Rufiji, Tanganyika*“ geomorphologisch und hydrographisch untersucht und unterscheidet verschiedene Erosionszyklen. (Jahresber. Geogr. Ges. Bern 1959/1960, Bern 1961, S. 32—40.)

L. C. KING und L. A. KING nehmen „*A reappraisal of the Natal monocline*“ vor. Sie bauen die Beweisführung auf der morphologischen Konzeption L. C. KING's vom morphologischen Zyklus und unzyklischer Treppen-Entstehung auf und kommen zu dem Ergebnis, daß noch im Quartär eine Hebung von 5000—6000 Fuß stattgefunden habe, was m. E. allerdings wohl nicht ganz einfach mit dem erheblichen Ausmaß der Formung in so kurzer Zeit in Einklang gebracht werden kann. (The S. A. Geogr. Journ. 1959, 16 S.)

In gedruckter Wiedergabe seines auf dem Internationalen Geographenkongreß in Stockholm gehaltenen Vortrages veröffentlicht H. VALENTIN seine geomorphologischen Untersuchungen über die 120 engl. Meilen lange „*Central West coast of Cape York Peninsula*“. Es ist nicht, wie man bisher glaubte, eine Mangrovenküste, sondern eine vorwiegend anorganisch, durch marine Kräfte geformte Küste. Vor einer alten Küstenlinie haben sich Barren und Lagunen (heute meist verlandet) gebildet. Die heutige Außenküste ist weithin Erosionsküste; doch haben wir streckenweise auch Akkumulation und Vorbau. (The Australian Geographer VIII, 2, Sydney 1961, S. 65—72.)

R. WEYL behandelt in einem kurzen Vortrag „*Die Orogene Mittelamerikas*“, zugleich als Auszug aus seinem Buch „*Die Geologie Mittelamerikas*“ (Berlin 1961): Das nördliche Mittelamerika („*Sapperland*“) und das südliche sind geologisch sehr verschieden. — Nach starker tektonischer und magmatischer Tätigkeit während des Tertiärs habe im Pliozän in Mittelamerika relative Ruhe geherrscht, die durch lebhaftere Bruchtektonik im Quartär, zum Teil verbunden mit quartärem Vulkanismus, abgelöst worden sei. (Geol. Rundschau 50, 1960, S. 605—619; vgl. auch den entsprechenden Aufsatz in spanischer Sprache „*Los Orógenes Centroamericanos*“, Informe Semestral, Inst. Geogr. de Costa Rica, San José, Julio 1960.)

Eine knappe Schilderung der „*Volcanos en Centroamerica*“ mit sehr anschaulichen, z. T. farbigen Bildern gibt R. WEYL. (Alemania II, 1961.) H. M.

Interessante Ergebnisse über Gesteinslagerung, Abtragung und Küstenformung hat J. I. S. ZONNEVELD durch „*An arid-photographic research in Curaçao, Aruba and Bonaire*“ gewonnen. (Tijdschr. Koninkl. Nederl. Aardr. Genootschap LXXVII, 4, 1960, S. 389—400; niederländ. mit knappem engl. summ.) H. M.

C. LAVERDIÈRE und A. COURTEMANCHE veröffentlichen den zweiten Teil ihrer Untersuchung „*La géomorphologie glaciaire de la région du mont Tremblant*“. (Rev. Canad. de Géogr. XIII, Montreal 1959, S. 103—134; vgl. den Hinweis oben 1960, S. 319.)

Manuskripte: Abhandlungen, Berichte und Mitteilungen in deutscher, englischer, oder französischer Sprache werden mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als 1 1/2zeilig geschrieben in völlig druckfertigem Zustande an einen der Herausgeber.

Prof. Dr. H. MORTENSEN, Göttingen/Deutschland, Herzberger Landstraße 2,

Prof. Dr. J. P. BAKKER, Amsterdam/Nederland, Mauritskade 63,

Prof. Dr. A. CAILLEUX, St. Maur/France, Avenue de la Tremouille 9,

Prof. Dr. D. L. LINTON, Sheffield/England, Departement of Geography,

Prof. Dr. N. NIELSEN, København/Danmark, Studiestræde 6,

Prof. Dr. R. J. RUSSELL, Baton Rouge/USA, Louisiana State University,

Prof. Dr. H. SPREITZER, Wien/Österreich, Karmeliterhofgasse 2,

Prof. Dr. F. E. ZEUNER, London/England, NW 1, Institut of Archaeology

oder direkt an die Schriftleitung erbeten. Sie werden in der Originalsprache veröffentlicht. Jeder Arbeit ist am Schluß eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse anzufügen.

Korrekturen im Text sind auf das unbedingt Notwendige zu beschränken. Wesentliche Änderungen gegenüber dem Manuskript bedürfen der Zustimmung der Schriftleitung.

Bildbeilagen, Textfiguren und Karten müssen völlig reproduktionsfähig geliefert werden.

Nachträgliche Korrekturen daran sind ausgeschlossen.

Für den Inhalt der Beiträge sind die Verfasser selbst verantwortlich.

Rezensionsexemplare werden direkt an die Schriftleitung erbeten.

Sonderdrucke: Auf Wunsch werden bis zu 100 Sonderdrucke kostenlos geliefert; eine höhere Anzahl wird berechnet. Die Bestellung muß spätestens bei Rücksendung der Fahnenkorrektur erfolgen.

Manuscripts: Treatises and communications in English, German or French type-written on one side of the paper only and with a line space of at least one and a half line, completely fit to print, should be sent to one of the editors (see at the top) or to the editorial staff. They will be published in the original version. Each composition should be followed by a concise synopsis containing the most important results.

Corrections in the wording should be confined to those which are absolutely necessary. Essential alterations in the manuscript are subject to the approval by the editorial staff.

Illustrations, text figures and maps must be supplied fully fit for reproduction.

Subsequent corrections thereof will not be accepted.

The writers themselves are responsible for the contents of the articles.

Press copies should be sent directly to the editorial staff.

Special prints: On request up to 100 reprints will be furnished free of charge. A charge will be raised for a larger supply. The order must be placed at the latest on returning the slip-proof.

Manuscrits: Dissertations, exposés et communications en français, allemand ou anglais sont à adresser dactylographiés d'un côté et dans un interligne d'au moins de 1 1/2 lignes complètement bon à tirer à un des éditeurs (voyez les noms ci-dessus, s.v.p.) ou directement à la rédaction. Ils sont publiés dans la langue originale. A la fin des articles, c'est à ajouter un résumé comprimé des résultats importants.

Corrections du texte nous prions de restreindre à un minimum. Modifications essentielles envers le manuscrit demandent l'agrément de la rédaction.

Illustrations annexées, figures de texte et cartes géographiques doivent être envoyées tout à fait reproductibles.

Evitez strictement des corrections ultérieures. Les auteurs mêmes sont responsables du contenu des articles.

Exemplaires de publicité sont à expédier directement à la rédaction.

Tirages à part: Sur demande tirages à part jusqu'à un nombre de 100 exemplaires sont livrés sans frais; une quantité plus grande est calculée. La commande doit être remise au plus tard au renvoi de la correction des placards.

Zeitschrift für Geomorphologie
Annals of Geomorphology **Annales de Géomorphologie**

HERAUSGEGEBEN VON **H. MORTENSEN, GÖTTINGEN** IN GEMEINSCHAFT MIT
J. P. BAKKER, AMSTERDAM / **A. CAILLEUX, PARIS** / **D. LINTON, SHEFFIELD**
N. NIELSEN, KØBENHAVN / **R. J. RUSSELL, BATON ROUGE** / **H. SPREITZER, WIEN**
F. E. ZEUNER, LONDON

Supplement Vol. 3

**Pacific Island Terraces:
Eustatic ?**

A Symposium organized by
Richard J. Russell, Baton Rouge
Louisiana State University

Contents

- Prof. R. J. RUSSELL: Editorial comment
Dr. H. T. STEARNS: Eustatic shorelines on Pacific Islands (with 1 figure)
Prof. K. O. EMERY: Submerged Marine Terraces and their Sediments (with 10 figures)
Prof. F. P. SHEPARD: Sea Level Rise during the Past 20 000 Years (with 1 figure)
Dr. H. A. POWERS: The emerged shoreline at 2—3 meters in the Aleutian Islands
Prof. W. G. MCINTIRE: Mauritius: River-mouth Terraces and Present Eustatic Sea Stand
(with 9 figures)
Prof. S. P. CHATTERJEE: Fluctuations of Sea level around the coasts of India during the
Quaternary Period (with 4 photos and 1 map)
Dr. F. H. BAUER: Chronic Problems of Terraces Study in Southern Australia (with 7 figures)
Mr. E. D. GILL: Changes in the Level of the Sea Relative to the Land in Australia during
the Quaternary Era
Prof. J. N. JENNINGS: Sea Level Changes in King Island, Bass Strait (with 1 figure)
Dr. T. NAKANO: Stands of Sea Level in the Kwanto Basin Region in Central Japan
Prof. N. D. NEWELL: Recent Terraces of Tropical Limestone Shores (with 12 figures)

8° IV, 108 pages, 45 figures, 10 on art paper, 1 map

Price per copy (postage included) \$ 8.25
Price for subscriber of the "Annals of Geomorphology" (postage included) \$ 6.75

GEBRÜDER BORNTRAEGER · BERLIN-NIKOLASSEE